

Universidad Pablo de Olavide

Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales



Principales fuentes de humedad para la India y desarrollo de fenómenos de precipitación a escala sinóptica

**Memoria para optar al grado de doctora
presentada por:**

Paulina Ordóñez Pérez

Bajo la dirección de los doctores:

Pedro Ribera Rodríguez

David Gallego Puyol

Sevilla, 2013

MAIN MOISTURE SOURCES FOR INDIA AND DEVELOPMENT OF
RAINFALL EVENTS AT SYNOPTIC SCALE

PRINCIPALES FUENTES DE HUMEDAD PARA LA INDIA Y DESARROLLO
DE FENÓMENOS DE PRECIPITACIÓN A ESCALA SINÓPTICA

Paulina Ordóñez Pérez

Tesis Doctoral

Sevilla, mayo de 2013

Agradecimientos

Me gustaría expresar agradecimiento a las siguientes personas, que de una forma u otra, han contribuido a la consecución de esta Tesis:

Mi más profundo y sincero agradecimiento a mis Directores de Tesis. Al Dr. Pedro Ribera Rodríguez le agradezco sobre todo haber confiado en mí, su comprensión, su tiempo y todo lo enseñado. Pedro, eres mi referente y me llena de orgullo ser tu estudiante. Al Dr. David Gallego Puyol le agradezco su pedagogía, paciencia, generosidad, y su ayuda para transformar una posibilidad en realidad. ¡A Pedro y David gracias por un sueño cumplido!.

A mis compañeras de laboratorio les agradezco haber hecho tan armonioso mi paso por la UPO. La Dra. Cristina Peña brindando útiles explicaciones y buenos consejos y Maricarmen Álvarez siempre dispuesta, amable y simpática.

Agradezco al Dr. Adreas Stohl y al Dr. Luis Gimeno por ceder los datos de las trayectorias. Al Dr. Andreas Stohl y al resto del grupo les doy las gracias por la buena acogida en el NILU y su posterior feedback. Gracias también a la Dra. Margarida Liberato porque junto a ella estoy dando mis siguientes pasos.

Y echando la vista atrás ...

Quiero agradecer a todos mis compañeros de la Unidad de Cambio Climático de Egmasa y la CMA por el tiempo que compartimos, que sin duda alguna, también contribuyó a mi formación. Durante cuatro años el Dr. Carlos Ceacero y yo fuimos compañeros inseparables y nos apoyamos mutuamente. Carlos, tu también demostraste gran confianza en mí y te lo agradezco.

Me gustaría recordar a mis compañeros del INTA porque junto a ellos descubrí mi vocación, y en particular al Dr. Benito de la Morena, que me ofreció una gran ayuda. La UHU también fue importante en este camino. Gracias al grupo fryma, a la uhumeteo, y un gracias muy especial a l@s Dr@s Lourdes Velo, Carolina Dos Ramos, Ángel Sánchez y Luis Acosta por todo lo aprendido y los buenísimos ratos que vivimos juntos.

Al principio de todo, en la UCO, estuvo la Dra. Maricarmen Quintero confiando en mí. Ella es también responsable de que hoy “estemos aquí”.

Y aunque suene a “topicazo” ... no por ello es menos cierto ...

Sin vosotros no hubiera podido. A mis padres les agradezco directamente todo, porque sentaron los cimientos de una vida plena y útil y siguen estando siempre ahí. A mis hermanos su ayuda incondicional y tantos buenos momentos. A mis abuelos, su cariño. A esa personita que lleva cuatro años con nosotros, mi precioso sobrino Juan Marta, y a la pequeña Victoria les doy las gracias por existir.

Mi segunda familia ha sido fundamental. Gracias a todos vosotros sigo hacia adelante con ilusión. Llevamos treinta años juntos, y es muy bonito porque ya sobran las palabras. Os agradezco todo eso que compartimos, y el comprender que últimamente lo hayamos compartido menos. También quiero dar las gracias a mis hermanas adoptivas de Huelva y Sevilla por haber sacado un diez en la adopción.

Y de nuevo Luis, compañero, amigo, novio, marido, y todo a la vez. Luis, muchas gracias por enseñarme a base de práctica lo que es la felicidad, espero que con este trabajo pongamos una perlita más a nuestro collar.

Por último, también quisiera dar las gracias al proyecto TRODIM (CGL2007-65891-C05-04) y al grupo de investigación RNM-356 perteneciente al *Plan Andaluz de Investigación Desarrollo e Innovación* que me han permitido llevar a cabo este trabajo, así como a la acción cost WaVaCS que sufragó la estancia en el NILU.

Esta Tesis se la dedico a mis padres, a mis hermanos y a Luis.

Paulina Ordóñez Pérez

Índice

Resumen.....	v
Abstract.....	vii
Publicaciones científicas.....	ix
Lista de acrónimos.....	xi
Contextualización de la región de estudio.....	xiii
1. Introducción.....	1
1.1. El monzón asiático.....	1
1.1.1. Causas del monzón.....	2
1.1.2. Ciclo anual	4
1.1.3. Concepto del monzón como sistema acoplado	5
1.2. El monzón de verano en la India	14
1.2.1. Principales componentes del monzón indio de verano	15
1.2.2. Modos de variabilidad del monzón indio de verano	17
1.3. Características climáticas y sistemas sinópticos del monzón indio de verano	19
1.3.1. Características climáticas	19
1.3.2. Sistemas sinópticos que generan precipitación	26
1.4. Planteamiento del problema.....	32
1.5. Objetivos y organización de la Tesis	37
2. Metodología de análisis	39
2.1. El modelo lagrangiano FLEXPART	39
2.1.1. Localización de regiones fuente y sumidero de humedad	43
2.2. Regionalización de la zona de estudio	44
2.3. Selección de los días de precipitación y de los eventos moderados y extremos..	46
2.4. Aplicación de la metodología	50
3. Características climáticas y sinópticas de los días de precipitación	53
3.1. Eventos de precipitación en la zona 1	54
3.1.1. Altura de geopotencial	54
3.1.2. Viento horizontal.....	56
3.1.3. Temperatura de la superficie del mar	60
3.2. Eventos de precipitación en la zona 2.....	61

3.2.1. Altura de geopotencial	61
3.2.2. Viento horizontal.....	64
3.2.3. Temperatura de la superficie del mar	66
3.3. Resumen y conclusiones	68
4. Fuentes de humedad en la zona 1.....	71
4.1. Regiones fuente de carácter general en la zona 1	72
4.1.1. Determinación de las regiones fuente de humedad.....	72
4.1.2. Cuantificación del transporte de humedad	77
4.2. Transporte de humedad y ocurrencia de precipitación en la zona 1	
(a) Monzón de verano	86
(b) Pre-monzón, post-monzón y monzón de invierno.....	88
(c) <i>Síntesis general</i>	91
4.2. Transporte de humedad y ocurrencia de precipitación en la zona 1	83
4.3. Transporte de humedad e intensidad de precipitación en la zona 1.....	92
4.4. Resumen y conclusiones	97
5. Fuentes de humedad en la zona 2.....	99
5.1. Regiones fuente de carácter general en la zona 2	100
5.1.1. Determinación de las regiones fuente de humedad.....	100
5.1.2. Cuantificación del transporte de humedad	107
5.2. Transporte de humedad y ocurrencia de precipitación en la zona 2	114
(a) Monzón de verano	118
(b) Pre-monzón, post-monzón y monzón de invierno.....	121
(c) <i>Síntesis general</i>	124
5.3. Transporte de humedad e intensidad de la precipitación en la zona 2.....	125
5.4. Influencia de la orografía en la intensidad de la precipitación	132
5.5. Resumen y conclusiones	136
6. Conclusiones generales.....	139
7. Referencias bibliográficas.....	151
Anexo A	177
Anexo B.....	184
Anexo C	228

Resumen

El monzón de la India es un componente clave del sistema climático por su interacción con los distintos modos de variabilidad del clima a escala global. La variabilidad propia de las precipitaciones del monzón presenta además un profundo impacto socioeconómico en la región, su predicción es de vital importancia para el país y ha sido un tema recurrente de investigación entre la comunidad científica. La predictibilidad del monzón depende del grado de entendimiento tanto de los mecanismos externos que le afectan como de sus componentes internas. En el monzón de la India no se ha establecido aún un consenso sobre la influencia que ejercen las distintas regiones fuentes de humedad en la variabilidad de las precipitaciones. Por tanto, se considera importante un mayor conocimiento sobre las regiones en las cuales la humedad se ha incorporado a la atmósfera, su transporte y la relación con la variabilidad de las precipitaciones del monzón indio de verano.

La determinación del origen del vapor de agua que genera la precipitación en una región constituye un problema terriblemente complicado. La búsqueda del origen de esta agua se ha abordado normalmente mediante el análisis de los patrones de la parte divergente del flujo de vapor de agua. Pero esta metodología tiene el inconveniente de que mediante la misma no es posible identificar los caminos reales del vapor de agua. El análisis de la composición isotópica del agua precipitada en un punto determinado puede ofrecer información sobre el origen de la humedad que ha dado lugar a las precipitaciones en ese punto. No obstante, esta metodología exige la realización de costosas campañas de muestreo, por lo que generalmente no existen datos isotópicos de agua precipitada en un número suficiente de estaciones sobre un área. Por otra parte, es frecuente que las muestras contengan una mezcla de aguas con distinto origen. Desde el año 2005 se han multiplicado los trabajos que han aprovechado el modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART para implementar un análisis dinámico del transporte de agua en la atmósfera. La principal ventaja del enfoque lagrangiano consiste en que nos permite efectuar un seguimiento de (E - P) hacia adelante y hacia atrás en el tiempo a lo largo de trayectorias. De esta forma se facilita la determinación de la relación entre la fuente y el receptor del agua.

Esta Tesis estudia el origen de la humedad que llega a la India durante un periodo de cinco años (1 de enero 2000 – 31 de diciembre de 2004) mediante el modelo lagrangiano FLEXPART. Por primera vez se establecen las áreas de recarga de agua a la atmósfera de las masas de aire que se dirigen específicamente hacia la India y se estudia su comportamiento a lo largo del año. Una vez determinadas las principales regiones fuente de humedad, se estudia la relación entre éstas y la ocurrencia efectiva de precipitación en la India. Para ello se identifican los eventos de precipitación acontecidos en la India a escala sinóptica, de forma que sean representativos de una gran parte del territorio, y se evalúa cuales de las regiones fuente son determinantes en la generación de dichos eventos. Por último, también se clasifican los eventos según su intensidad, resultando que los más intensos se encuentran prácticamente comprendidos en la estación del monzón de verano. De esta forma se estudia también la influencia de los aportes de vapor de agua en la variabilidad en la intensidad de las precipitaciones del monzón indio de verano.

Abstract

The Indian monsoon is a key component of the climate system due to its strong interaction with other global modes of variability. The monsoon rainfall variability also presents a profound socio-economic impact over the region, its prediction is of vital importance for India and it has been a key research subject among the scientific community. Predictability of the monsoon rainfall depends on the understanding of externally forced mechanisms and internally generated components of the monsoon. Although the identification of moisture sources for a region is of prominent importance to characterize precipitation, the origin and amount of moisture towards the Indian Subcontinent and its relationship with the occurrence of precipitation are not well understood yet.

The identification of the origin of the water available for precipitation in a region constitutes a very complex problem. Typically, the search for the origin of this water is approached by analyzing patterns of the divergent part of the water vapour flux, but this method cannot identify the actual pathways of the atmospheric water flows. Water isotopic composition provides information on where rainwater has originated. However, using this method implies a time consuming effort, and automation is quite expensive. So, isotope data of precipitation at a high enough number of sites over an area are not usually available. Moreover, water samples can contain a complicated mixture of water from different origins. Since the year 2005 an increasing number of studies have taken advantage of the use of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART to analyze the water transport towards different regions. The major benefit of the Lagrangian approach is that it can track evaporation minus precipitation ($E - P$) from a region forwards or backwards in time along the trajectories of appropriately selected particles, thereby facilitating the determination of water source-receptor relationships.

In this Thesis, the origin of the atmospheric water arriving to India during a period of 5 years (1 January 2000–31 December 2004) is investigated by using the FLEXPART Lagrangian diagnosis method. For the first time the areas of water recharge to the atmosphere of air masses specifically aimed toward India are assessed, and its behavior along the year is studied. Once the main moisture source regions are determined, the relationship between them and the occurrence of precipitation over

India is studied. For this purpose, rainfall events over India are identified at synoptic scale, being representative of a large area of the studied region, and it is analyzed which of these sources are determinate in the rainfall generation. Finally, rainfall events are also classified as function of their intensity. Most of the most extreme events occur along the summer monsoon season, which enables to study how the water vapor contributions can control the variability of the summer monsoon rainfall.

Publicaciones científicas

A continuación, se presentan los trabajos publicados en revistas y las contribuciones a congresos en que ha participado la autora durante la realización de la Tesis doctoral.

a) Publicaciones científicas en revistas.

Liberato, M.L.R., Pinto, J.G., Trigo, R.M., Ludwing, P., **Ordóñez, P.**, Yuen, D., Trigo, I.F. (2013). Explosive development of winter storm Xynthia over the southeastern North Atlantic. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, en revisión.

Ordóñez, P., Ribera, P., Gallego, D., and C. Peña-Ortiz. (2013). Influence of Madden-Julian Oscillation on water budget transported by the Somali Low Level Jet and the associated Indian summer monsoon rainfall. *Water Resour. Res.*, en revisión.

Peña-Ortiz, C., Gallego, D., Ribera, P., **Ordóñez, P.**, Álvarez-Castro, MC. (2013). Observed trends in the global jet stream characteristics during the second half of the 20th century. *J. Geophys. Res.* 118: 1-12, doi:10.1002/jgrd.50305.

Ordóñez, P., Ribera, P., Gallego, D., and C. Peña-Ortiz. (2012). Major moisture sources for Western and Southern India and their role on synoptic-scale rainfall events, *Hydrol. Process.*, 26 (25), 3886 – 3895, doi: 10.1002/hyp.8455.

b) Contribuciones a congresos.

Paulina Ordóñez, Margarida L. R. Liberato, Joaquim G. Pinto, and Ricardo M. Trigo. (2013). Analysis of moisture advection during explosive cyclogenesis over North Atlantic Ocean. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 15, EGU2013-8452.

Isabel F. Trigo, Margarida L. R. Liberato, Katrin Nissen, Joaquim G. Pinto, Piero Lionello, Ricardo M. Trigo, Sven Ulbrich, Uwe Ulbrich, and **Paulina Ordóñez**. (2013). A multi-method analysis of cyclone activity in the Mediterranean Region. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 15, EGU2013-9689.

Paulina Ordóñez, Pedro Ribera, David Gallego, and Cristina Peña-Ortiz. (2013). Influence of Madden-Julian Oscillation and Somali Low Level Jet over Indian summer monsoon rainfall. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 15, EGU2013-821.

Paulina Ordóñez, Margarida L.R. Liberato, Joaquim G. Pinto, Ricardo M. Trigo, (2013). Oceanic moisture sources associated with the explosive development of storm Xynthia. *8º Simposio de Meteorología y Geofísica y 14º Encuentro Luso Español de Meteorología*. Ericeira (Portugal).

Paulina Ordóñez, Pedro Ribera, David Gallego, Cristina Peña-Ortiz, María del Carmen Álvarez-Castro. (2011). Identification of the main moisture sources for India through a lagrangian approach. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 13, Vol. 13, EGU2011-9009.

Paulina Ordóñez, Pedro Ribera, David Gallego, Cristina Peña-Ortiz, María del Carmen Álvarez-Castro. (2011). Moisture transports and synoptic patterns related to heavy rainfall events in India. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 13, EGU2011-9041.

Pedro Ribera, **Paulina Ordóñez**, Laura del Rio, Javier Benavente, Maricarmen Álvarez-Castro, Cristina Peña-Ortiz. (2011). Reconstruction of historical coastal storms in the Spanish coasts of the Gulf of Cadiz 1929-2005. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 13, EGU2011-10277.

María del Carmen Álvarez-Castro, David Gallego, Pedro Ribera, Cristina Peña-Ortiz, **Paulina Ordóñez**. (2011). A New Historical Meteorological Database over the Mediterranean Sea. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 13, EGU2011-8925.

Cristina Peña-Ortiz, Pedro Ribera, David Gallego, Paulina Ordóñez, Maria del Carmen Álvarez. (2011). Long-term trends of the extratropical jet streams through objective analysis. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 13, EGU2011-7000.

Cristina Peña-Ortiz, David Gallego, Pedro Ribera, María del Carmen Álvarez, Paulina Ordóñez. (2011). Decreasing trend of the Tropical Easterly Jet over Africa. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 13, EGU2011-7109.

Listas de acrónimos

	Acrónimo	Traducción al español
European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	ECMWF	Centro Europeo para la Predicción Meteorológica a Medio Plazo
El Niño – Southern Oscillation	ENSO	El Niño – Oscilación del Sur
Global Precipitation Climatology Project	GPCP	Proyecto para la Climatología Global de la Precipitación
Indian Ocean Dipole	IOD	Dipolo del Océano Índico
Indian Summer Monsoon	ISM	Estación del monzón de verano en la India.
Intraseasonal Oscillation	ISO	Oscilación intraestacional
Intertropical Convergence Zone	ITCZ	Zona de convergencia intertropical.
June, July, August, September	JJAS	Desde junio hasta septiembre
Low Pressure Systems	LPS	Sistemas de bajas presiones y depresiones del monzón
Madden – Julian Oscillation	MJO	Oscilación de Madden - Julian
Outgoing lonwave radiation	OLR	Longitud de onda larga saliente
Quasi-biweekly mode	QBM	Modo cuasi-semanal
Somali Low Level Jet	SLLJ	Chorro de niveles bajos de Somalia. También conocido como Chorro de Findlater o Chorro de niveles bajos que cruza el ecuador.
Southern Oscillation Index	SOI	Índice de la Oscilación del Sur. Calcula las diferencias de presión del aire entre la isla de Tahití y la ciudad de Darwin.
Sea Surface Temperature	SST	Temperatura en la superficie del mar.
Tropospheric Biennial Oscillation	TBO	Oscilación Bienal de la Troposfera
Tropical Easterly Jet	TEJ	Chorro Tropical del Este.
Western Disturbance	WD	Perturbación del Oeste

Nota.- A lo largo del texto, se ha optado por utilizar el acrónimo inglés.

Otras abreviaturas utilizadas en la Tesis

Abreviatura	Descripción
Z₁	Zona 1
Z₂	Zona 2
NOZ₁	Al noroeste de la zona 1
CHS	Chorro de Somalia
BB	Bahía de Bengala
OBB	Oeste de la Bahía de Bengala
EBB	Este de la Bahía de Bengala
NZ₂	Norte de la zona 2
SZ₂	Sur de la zona 2

Nota.- Estas abreviaturas representan áreas que se analizan a lo largo del trabajo.

Contextualización de la región de estudio



1

Introducción

1.1. El monzón asiático

El término monzón deriva de la palabra árabe “*mausam*”, la cual significa estación. La palabra monzón se usa ampliamente para denotar cualquier ciclo climático anual con una inversión estacional de los vientos dominantes en las regiones tropicales y subtropicales resultando en cambios estacionales tanto de la circulación atmosférica como de la precipitación asociada. El clima monzónico se caracteriza por poseer una estación “*húmeda*” y otra “*seca*”.

El monzón asiático de verano es uno de los más significativos y define a la estación lluviosa de una amplia área que abarca desde la India hasta el noreste de Asia. La estación húmeda tiene lugar durante el verano boreal cuando los vientos cálidos y húmedos del sudoeste soplan a través del sur de Asia. Durante la estación seca, los

vientos se invierten, el aire frío y seco del continente en invierno viaja por el sur de Asia con componente nordeste (figura 1.1).

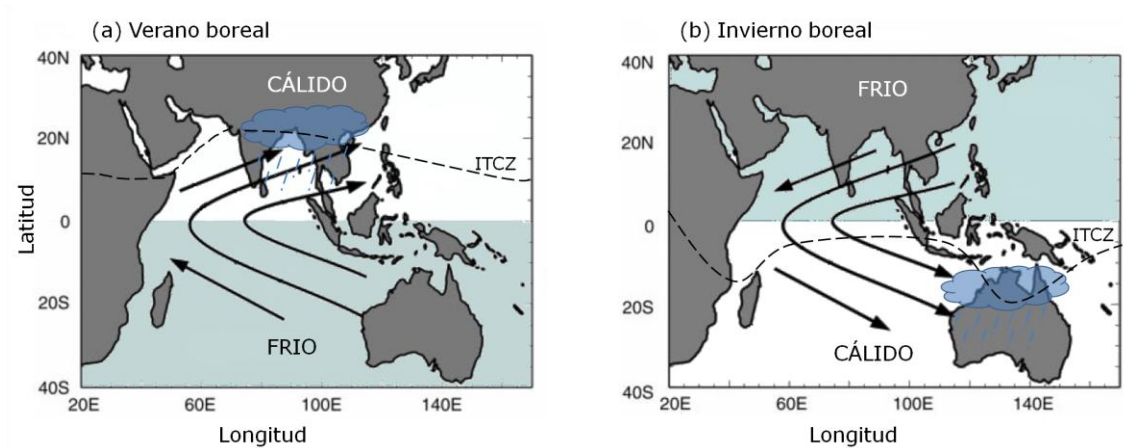


Figura 1.1. Patrones de viento de las estaciones (a) verano boreal y (b) invierno boreal.

Las explicaciones tradicionales sobre el monzón, suponen la existencia de una “brisa marina” monzónica que se dirige hacia una baja térmica de verano situada sobre el continente. Como se verá en el presente apartado, estas explicaciones no nos proporcionan una base adecuada para comprender el funcionamiento detallado del sistema (Barry y Chorley, 1999).

1.1.1. Causas del monzón

El régimen monzónico es un sistema de circulación global que domina las tres dimensiones espaciales de la circulación a gran escala en muchas regiones. Los mecanismos generales que explican la causa y existencia de los monzones son los siguientes:

- i. *La diferencia de calentamiento entre océanos y continentes.* Sobre las amplias regiones oceánicas la temperatura es relativamente estable a lo largo del año, pero sobre los continentes, ésta presenta una variación estacional. El calentamiento relativo de la tierra respecto de los océanos produce bajas presiones que gradualmente forman regiones de convergencia. En invierno y verano la situación es inversa, por tanto, los océanos y continentes tropicales

experimentan una inversión semi-anual en la dirección del viento que caracteriza al monzón.

- ii. *Los cambios de la humedad en la atmósfera.* Cuando el aire húmedo asciende sobre las superficies terrestres calentadas en verano, la humedad condensa eventualmente, liberando energía en forma de calor latente de condensación. Esta energía extra aumenta las diferencias de presión entre el océano y la tierra añadiendo vitalidad al monzón.
- iii. *La rotación de la Tierra.* La fuerza de Coriolis hace que el aire del monzón se mueva en trayectorias curvas. La diferencia en la fuerza de Coriolis entre los dos hemisferios también provoca que el viento cambie su trayectoria al cruzar el ecuador.

Además, la circulación del monzón puede sufrir variaciones por dos tipos de causas: variaciones en la dinámica interna y variaciones en las condiciones de frontera (Shukla, 1987). Ambos tipos de variaciones pueden alterar la distribución geográfica de las fuentes y sumideros de calor y humedad en la atmósfera y los patrones de los vientos.

Las variaciones en las condiciones de frontera se refieren a cambios en las condiciones de la superficie, como las variaciones en la temperatura de la superficie del mar (SST, en sus siglas en inglés), los efectos hidrológicos en la superficie de la tierra o la extensión espacial de la cobertura de nieve. Por ejemplo, Liu y Yanai (2002) asocian mediante estudios de casos una elevada cobertura de nieve en Eurasia durante la primavera con un monzón de verano débil y con deficientes precipitaciones en el este de Asia.

La dinámica interna que controla al monzón incluye variaciones aperiódicas en la circulación atmosférica, como las debidas a forzamientos térmicos y orográficos, a interacciones no lineales entre las diferentes escalas de movimientos atmosféricos u otras perturbaciones. Así por ejemplo, Chen (2003) identificó dos oscilaciones independientes en la actividad de las ondas planetarias estacionarias, una en la troposfera y la segunda en la estratosfera, cuyo patrón estaba relacionado con la

distribución de la tierra y los océanos. Chen (2005) investigó la relación entre la actividad de estas ondas y el monzón del este asiático. Una gran actividad de las ondas, debilita considerablemente el Anticiclón Siberiano y favorece un monzón débil. Estas características se invierten durante años con baja actividad de las ondas planetarias, es decir, que se intensifica el Anticiclón Siberiano y se fomenta un monzón fuerte.

1.1.2. Ciclo anual

Webster (1987) describe la relación que existe entre los principales mecanismos que generan el monzón asiático y el ciclo anual del mismo. En los meses de transición entre el verano del hemisferio sur y el del hemisferio norte, la zona de convergencia intertropical (ITCZ, en sus siglas en inglés) se sitúa en la región ecuatorial (ver ej. figura 1.2.a), que es la región de máximo calentamiento durante esta época. Durante mayo y junio (figura 1.2.b) la declinación solar aumenta, por lo que las latitudes tropicales y subtropicales del hemisferio norte comienzan a calentarse y las zonas de tierra más cercanas a la costa presentan débiles movimientos verticales. La ITCZ (con sus precipitaciones asociadas) sigue desplazándose hacia el norte y la célula de Hadley del hemisferio sur se intensifica. Como consecuencia aumenta el contenido de humedad en el hemisferio norte, disparando el monzón en algunas áreas de continente asiático. Durante junio y julio (figura 1.2.c), el transporte de humedad desde el Océano Índico es mayor y avanza más hacia el norte del continente asiático. La entrada de calor sensible en la superficie de la tierra y los movimientos verticales son también máximos. Es la estación del pico del monzón, cuando la intensidad de las precipitaciones alcanza el máximo. En septiembre (figura 1.2.d) la zona de mayor calentamiento solar comienza a situarse de nuevo cerca del ecuador, como en el mes de mayo. El continente se va enfriando por lo que el gradiente de presión se hace más débil. Esto limita la disponibilidad de humedad en el continente y como resultado la precipitación se debilita significativamente, lo que indica el cese de la estación húmeda en el hemisferio norte. En diciembre, el máximo calentamiento solar y la ITCZ ya se han desplazado considerablemente hacia el sur (figura 1.2.e) alcanzando su posición más meridional. La célula de Hadley del hemisferio norte se ha intensificado.

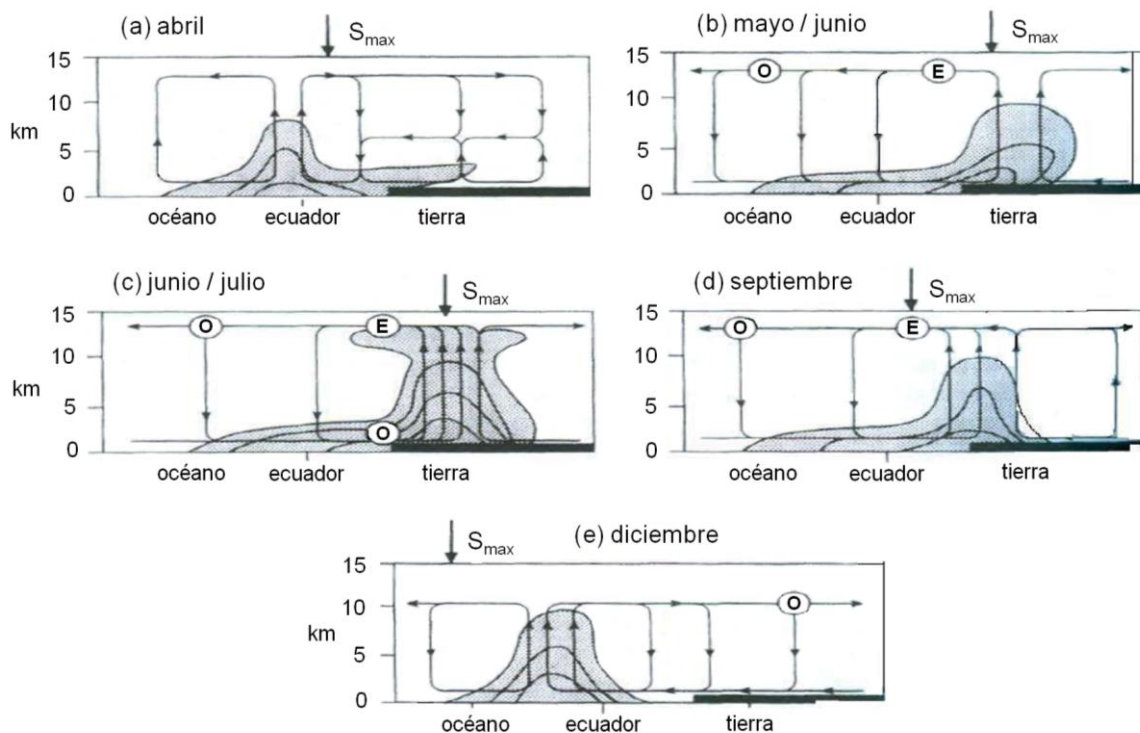


Figura 1.2. Ciclo anual medio del monzón asiático. El movimiento anual de los centros de convección se considera como resultado de la diferente respuesta del océano y la tierra al ciclo anual del forzamiento solar. Adaptada de Webster, 1987.

El modelo esquemático del ciclo anual aquí descrito es válido para condiciones medias anuales, pero existen considerables variaciones en cuanto al disparo, duración y magnitud del monzón.

1.1.3. Concepto del monzón como sistema acoplado

En las últimas décadas ha comenzado a prevalecer una visión holística del monzón como un sistema acoplado. La naturaleza acoplada del monzón implica interacciones con la superficie terrestre en las regiones continentales, así como interacciones océano-atmósfera en las superficies oceánicas. Las investigaciones parecen mostrar cada vez más que el océano juega un papel activo en el monzón atmosférico (Clark et al., 2000; Webster et al., 2002; Loschnigg et al., 2003; Izumo et al., 2008).

Walker (1924, 1928) vinculó por primera vez la variabilidad interanual de los monzones a la fase de la Oscilación del Sur y su índice (SOI, según sus siglas en

inglés). La relación que Walker describió comprende el 40% de la varianza del monzón en los últimos 120 años (Shukla y Paolino, 1983), aunque sufre altibajos de una década a otra (ej. Torrence y Webster, 1999). Durante muchos años, sin ningún apuntalamiento físico, la relación entre SOI y el monzón se consideró un artefacto artificial. Cuando Bjerknes (1966, 1969) desarrolló el proceso de acoplamiento descrito por El Niño - Oscilación del Sur (ENSO, en sus siglas en inglés) el vínculo físico quedó establecido. La opinión más generalizada es que la interacción entre ENSO y el monzón del sur de Asia se produce por el efecto que ejerce la temperatura superficial del océano Pacífico en la localización e intensidad de la ascendencia/subsidencia de la circulación atmosférica ecuatorial (circulación de Walker) que a su vez influye en la circulación longitudinal norte/sur (circulación de Hadley) regional asociada con el monzón (Paeth et al., 2008). No obstante, también se ha sugerido que la influencia pueda ser inversa y que sea la variabilidad de la circulación del monzón la que pueda modificar la fuerza y evolución del fenómeno ENSO (Yasurani, 1990; Chung y Nigam, 1999; Kirtman y Shukla, 2000). Webster (2006) afirma que ENSO y el monzón asiático no son fenómenos independientes sino que existe un gran fenómeno acoplado del cual constituyen las principales componentes.

Con respecto a la relación ENSO-monzón anteriormente descrita, cabe destacar que desde finales de 1970, se está produciendo un incremento de eventos anómalos de El Niño, que se caracterizan por presentar un aumento de la SST en el Pacífico central, rodeado de enfriamientos al este y al oeste del mismo. Este patrón climático, al ser diferente al del fenómeno convencional de El Niño, se ha denominado El Niño Modoki o pseudo – Niño y modifica la circulación de la atmósfera y resulta en impactos globales diferentes a los de El Niño (Ashok y Yamagata, 2009). Así por ejemplo, estudios recientes muestran que teleconexiones asociadas a El Niño – Modoki influyen en la precipitación del monzón de la India (Ratnam et al. 2010) o que El Niño Modoki se relaciona con el monzón de verano de China mejor que el Niño (Weng et al., 2011).

Otro fenómeno oceánico que se ha observado es la existencia de un importante transporte meridional de calor conducido por el viento del océano Índico (ej. Hsiung et al., 1989; Hastenrath y Greischer, 1993; Loschnigg y Webster, 2000), con picos

estacionales en desfase con el calentamiento solar (Chirokova y Webster, 2006). Es decir, durante el verano del hemisferio norte, el flujo de calor se dirige hacia el sur y se revierte durante el invierno boreal (figura 1.3). Esta inversión de calor sugiere una posible retroalimentación entre atmósfera y océano que podría regular la intensidad del monzón (Webster et al., 2002; Loschnigg et al., 2003). Se considera importante puesto que podría implicar la existencia de una relación inherente al sistema océano Índico – monzón y hasta cierto punto independiente de ENSO.

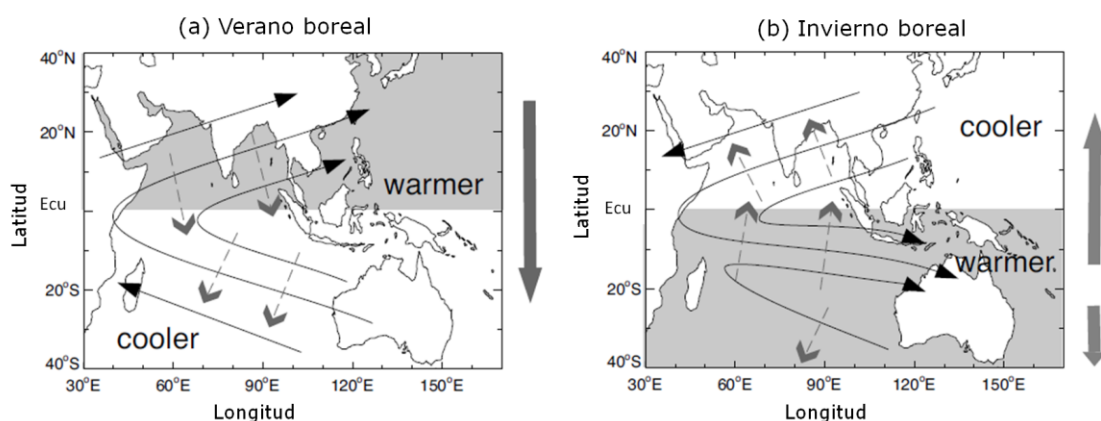


Figura 1.3. Esquema de la regulación del ciclo estacional del Océano Índico para (a) verano boreal (junio – septiembre) y (b) invierno boreal (diciembre – febrero). Las líneas curvas indican los vientos cerca de la superficie, forzados por el gradiente de presión a gran escala asociado al gradiente térmico cros-ecuatorial. Las flechas grises discontinuas denotan las fuerzas del transporte de Ekman y la dirección del flujo de calor asociado. La gran flecha vertical al margen denota el sentido y la magnitud del promedio zonal del flujo de calor. La interacción acoplada océano – atmósfera descrita en esta figura impone una fuerte retroalimentación negativa en el sistema, regulando así los extremos estacionales del monzón. Extraído de Webster (2006).

Más recientemente se han reconocido nuevas evidencias de una interacción acoplada del océano y la atmósfera. El Dipolo del océano Índico (IOD, según sus siglas en inglés) se ha catalogado como una importante manifestación tropical de esta interacción (Webster et al., 1999; Saji et al., 1999). El IOD consiste en un modo zonal de las anomalías de la SST en el océano Índico, que están fuertemente acopladas con los vientos zonales y la convección durante el verano boreal y el otoño. Cuando los vientos ecuatoriales cambian de dirección este a oeste tiene lugar la fase positiva del IOD, siendo la SST fría en el este (la termoclina sube) y caliente en el oeste (la termoclina se hunde). Al contrario ocurre en la fase negativa del IOD (figura 1.4). Desde la

identificación del IOD, han aparecido numerosos artículos en la literatura científica discutiendo su naturaleza física e impactos tanto a escala local como global. Así por ejemplo, el IOD ejerce influencia en la precipitación del monzón de la India (Ashok et al., 2001; 2007; Saji and Yamagata, 2003), está altamente correlacionado con periodos de precipitaciones otoñales persistentes en el este de África (Black et al., 2003) o se relaciona con las precipitaciones en el Valle de la Plata y el centro de Brasil a través del Anticiclón del Sur del Atlántico (Chan et al., 2008).

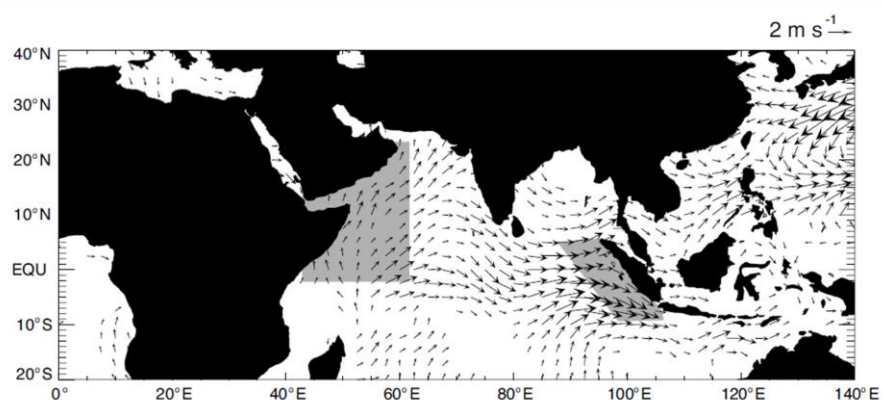


Figura 1.4. Anomalías del campo de vientos al nivel de 925 hPa durante los monzones fuertes de Australia (modo negativo del IOD). Las zonas sombreadas representan las regiones en las cuales los “upweling” y “downwelling” pueden ser realzados o reducidos. Extraído de Webster (2006).

El IOD también se relaciona con la Oscilación del Sur (Behera and Yamagata, 2001). Las fases positivas del IOD tienden a ocurrir con episodios de El Niño y las fases negativas con la Niña (Annamalai et al., 2005; Behera et al., 2006; Luo et al., 2010; Sakai et al. 2010), sin embargo ambos fenómenos poseen distintas periodicidades. Ashok et al. (2003) afirman que el IOD tiene entidad física propia y estiman que la mayor fracción de la variabilidad del IOD se debe a procesos regionales en el océano Índico. Webster (2006) argumenta que el IOD podría ser un artilugio de rectificación del sistema monzónico total acoplado, ante la acción de un fuerte gradiente de presión cros-ecuatorial. Este gradiente tendría lugar cuando el sistema se ve desplazado desde el equilibrio por factores externos como ENSO o procesos en la superficie de la tierra como coberturas anómalas de nieve sobre Eurasia durante primavera. Izumo et al. (2010) proponen un mecanismo que explicaría la influencia de una fase positiva (negativa) del IOD en la aparición de el Niño (la Niña) 14 meses después.

Otra de las características fundamentales en la variabilidad interanual de la precipitación del monzón Asiático-Australiano consiste en que durante ciertos periodos de tiempo muestra considerables picos de 2-3 años, para los que se incrementan las precipitaciones durante un verano y disminuyen durante el siguiente y viceversa. (e.j. Moley y Parthasarathy, 1984; Tian y Yasunary, 1992; Shen y Lau, 1995). Dicha oscilación forma parte del sistema acoplado océano-atmósfera de las regiones monzónicas y ha sido denominada Oscilación Bienal Troposférica (TBO, en sus siglas en inglés) para evitar posibles confusiones con la Oscilación Bienal de la Estratosfera. Meehl (1994) encontró patrones espaciales característicos de la TBO con una clara secuencia estacional, en la que las anomalías de la convección y la SST se desplazan desde el sur de Asia hasta la parte occidental del océano Pacífico del hemisferio sur. En la figura 1.5 se muestra un esquema de las cuatro fases de la TBO.

Existen evidencias de que ENSO presenta una tendencia bienal (Kiladis y Díaz, 1989; Rasmusson et al., 1990; Ribera y Mann, 2002) por lo que inicialmente se explicó el ciclo bienal de la TBO en base al ciclo bienal de ENSO. Sin embargo, Meehl et al. (2003) y Wu y Kirtman (2004) mostraron que se produce TBO en el océano Índico sin co-ocurrencia del fenómeno ENSO por lo que debía existir un ciclo bienal independiente en las anomalías de la SST del océano Índico. Loschinger et al. (2003) sugirieron que el sistema acoplado monzón - IOD ejerce una retroalimentación retroactiva para mantener la tendencia bienal, regulando el transporte de calor meridional sobre el océano Índico asociado con la variabilidad del monzón de la India. Pero Pillai y Mohankumar (2007) solo encontraron el dipolo de anomalías de la SST del IOD en la TBO cuando ocurrían simultáneamente con eventos de ENSO. Tamura et al. (2011) han destacado al forzamiento de la SST relacionado con el cambio de fase del fenómeno ENSO como un importante causante de la TBO. La fase positiva del IOD que tiende a co-ocurrir con el Niño durante el otoño - invierno boreal (año 0), dispara un cambio de fase de ENSO en el siguiente invierno (año +1), tal y como mostraban Izumo et al. (2010). Entonces se encuentra un patrón distintivo de la TBO en el monzón asiático durante el año +1 y el año +2. En contraste, cuando tras un evento de ENSO que acontece sin co-ocurrencia del IOD no se produce un cambio de fase de ENSO, no aparecen patrones de la TBO. La evidente complejidad de estas interrelaciones es un

ejemplo de la necesidad de mas investigaciones que esclarezcan los papeles de ENSO, IOD y la cuenca del Océano Índico en el fenómeno de la TBO (Tamura et al., 2011).

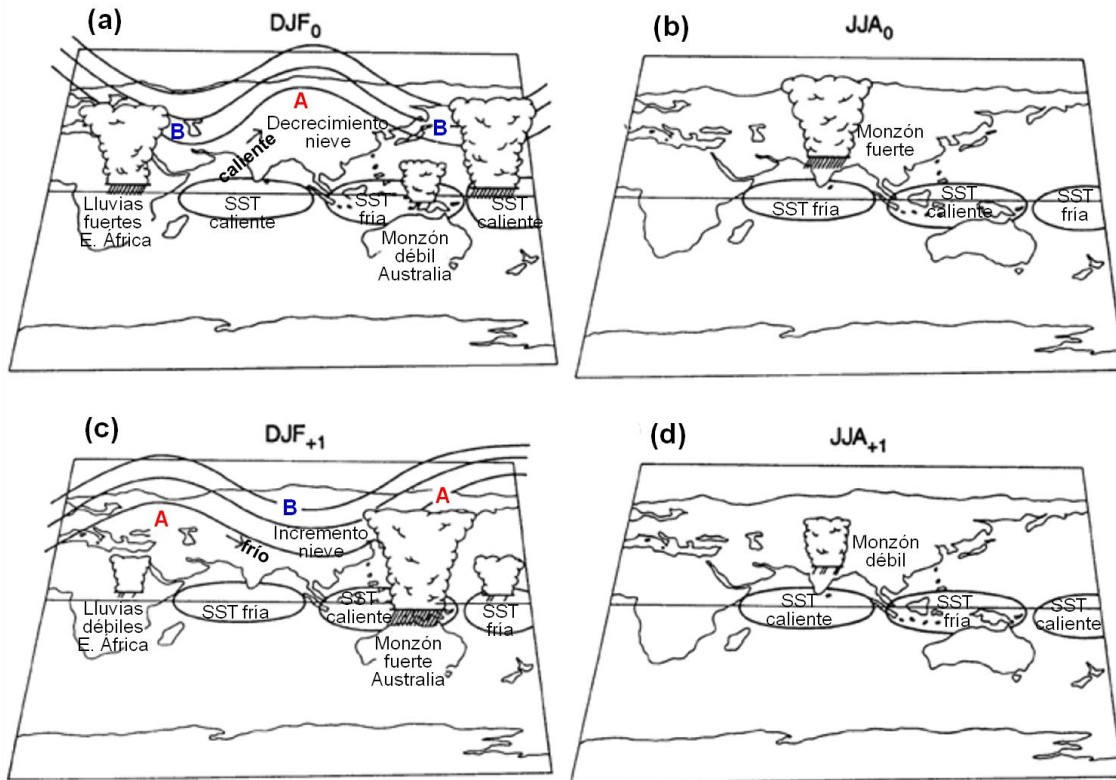


Figura 1.5. Esquema de la evolución de la componente bienal de la circulación del monzón. El panel (a) muestra la estación de invierno anterior a la primera estación del monzón, se observan las SST anormalmente cálidas en el centro y oeste del Índico y más frías al este del océano Índico y los mares de Indonesia. Las anomalías cálidas en el océano Índico son precursoras de un intenso monzón supuestamente por un mayor ciclo hidrológico superficial (panel (b)). Un monzón fuerte se encuentra acompañado por un viento fuerte y gran evaporación, dando lugar a SST más fría en el océano Índico. La inversión del gradiente este-oeste de la SST produce un fuerte monzón en el norte de Australia (panel (c)). A su vez la SST mas fría de lo normal en el océano Índico da lugar a un débil monzón en la India (panel (d)). La teoría indica también que un monzón fuerte en el sur de Asia está precedido por uno fuerte en África y uno débil en el sur de Asia por otro también débil en África. Extraído de Meehl (1994).

A pesar de que históricamente el principal campo de estudio del monzón asiático ha estado centrado en la variabilidad interanual (Krishna Kumar et al., 1995; Webster et al., 1998; Gadgil, 2003; Waliser, 2006), en las últimas décadas también se ha reconocido la influencia de una componente intraestacional organizada. Madden y Julian (1971; 1972) presentaron la primera evidencia de la existencia de una oscilación tropical intraestacional (ISO, en sus siglas en inglés) usando datos diarios atmosféricos de la Isla de Canton. Ellos descubrieron que la presión en superficie y los vientos en la

atmósfera superior tienden a presentar un ciclo coherente en periodos de tiempo de 40-50 días. Posteriormente, el periodo de la oscilación se ha establecido entre 30 y 60 días aproximadamente. Por esta razón, a esta ISO que es la principal fuente de variabilidad intraestacional en el hemisferio este tropical (Batstone et al., 2004), se le ha denominado Oscilación de Madden - Julian (MJO, en sus siglas en inglés) o la Oscilación de 30-60 días (Waliser, 2006).

Los estudios observacionales enfocados a la circulación a escala sinóptica y la precipitación describen al sistema MJO como una envolvente de actividad convectiva de mesoescala que se propaga hacia el este desde el océano Índico con una velocidad de $4-8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Madden and Julian, 1971; Wheeler and Hendon, 2004). Una vez la perturbación alcanza el Pacífico central, las anomalías convectivas tienden a debilitarse aparentemente debido a la presencia de agua relativamente fría. La MJO es muy evidente en la variación de la radiación de onda larga saliente (OLR, en sus siglas en inglés), ya que las cimas de las nubes convectivas son frías. La presión atmosférica a nivel del mar evidencia una fuerte variabilidad con anomalías positivas y negativas asociadas a las fases no convectiva (suprimida) y convectiva respectivamente. La célula convectiva establece una circulación zonal en el océano Índico. La evolución de la SST muestra una variabilidad coherente con las variables anteriormente citadas, y especialmente con la OLR. Durante la fase no convectiva, la carencia de nubes facilita el calentamiento de la superficie del océano. Dicho calentamiento se mantiene ya que los vientos débiles cerca de la superficie no promueven evaporación y mezcla (mecanismos que enfrían la superficie). Así, la SST caliente tiende a generar convergencia superficial y convección, desempeñando un papel dominante en la generación de la fase activa. Una vez en la fase convectiva, a la evaporación y mezcla se añade el aumento de la fracción de nubes que reduce la radiación solar que alcanza la superficie, induciendo enfriamiento superficial y reducción de la inestabilidad atmosférica, modulando así el ciclo de vida de la MJO.

De acuerdo con Madden y Julian (1972), la MJO se divide típicamente en ocho fases en función de la localización del centro de convección a lo largo del ecuador (figura 1.6). De esta forma, la fase 1 se caracteriza por la presencia de una anomalía

incipiente negativa de la OLR alrededor de los 60°E, mientras que la fase 2 de la MJO implica la existencia de convección centrada cerca de los 80°E. Cada una de las siguientes fases marca un incremento hacia el este del centro de convección. Para un determinado evento de la MJO, las fases están separadas por 5 - 10 días aproximadamente.

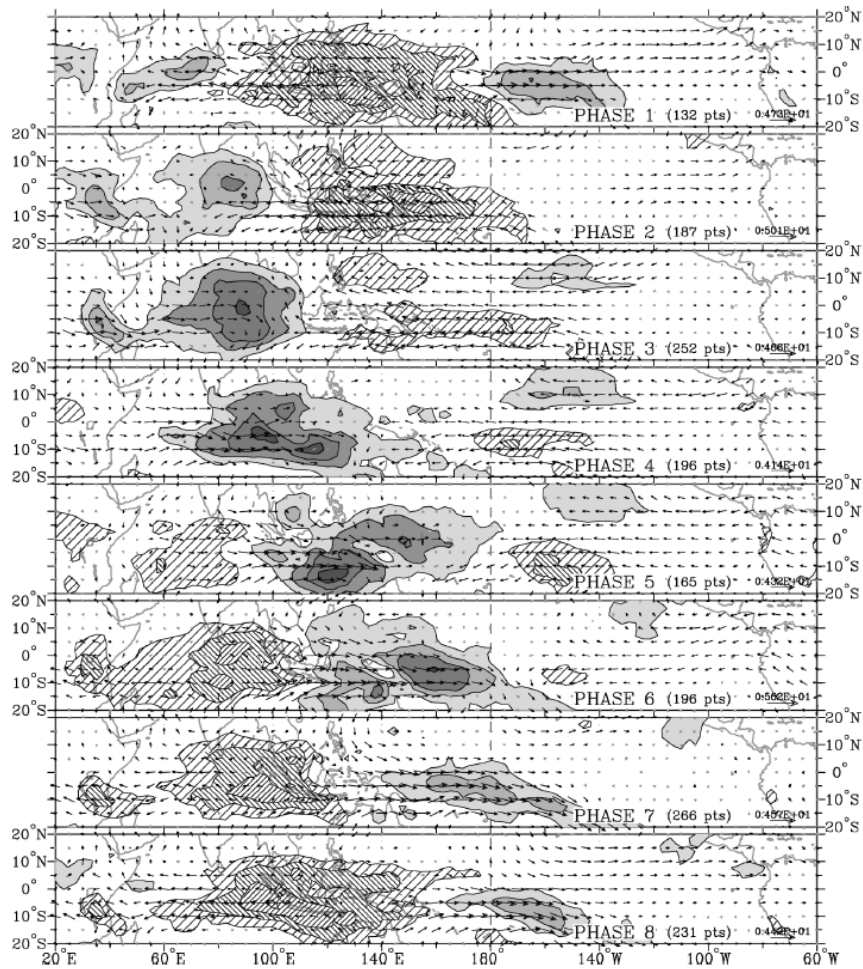


Figura 1.6. Composite de diciembre - enero - febrero de la OLR y las anomalías del viento en 850 hPa. Las áreas sombreadas representan anomalías de la OLR menores a -7.5, -15, -22.5 y -30 Wm^{-2} , respectivamente. Las flechas negras indican anomalías de viento que son estadísticamente significativas al nivel de 99% en base a su desviación estándar local y el test de t Student. La magnitud de vector más grande y el número de días (puntos) que entran dentro de cada categoría de cada fase se muestran en la esquina inferior derecha. Tomada de Wheeler y Hendon, 2004.

La amplitud de la variabilidad asociada a la MJO tiene un claro ciclo anual, siendo más intensa durante el invierno boreal (e.j. Hendon y Salby, 1996). Sin embargo, a pesar de ser más débil durante el verano boreal, las anomalías de precipitación asociadas afectan de manera directa a una mayor proporción de la población mundial. Esto se debe a que durante el invierno boreal la actividad de la MJO se concentra cerca del ecuador, mientras que durante el verano del hemisferio norte, además de la propagación hacia el este de las anomalías de la OLR, éstas también se propagan meridionalmente hacia el norte, afectando al continente asiático durante el monzón de verano.

Los impactos de la MJO en el clima regional y global son importantes. Quizás uno de los más destacados es la modulación de la generación de fases activas e inactivas de precipitación durante el monzón surasiático (Singh et al., 1992) y la formación de ciclones tropicales (Maloney and Hartmann 2000a; Maloney and Hartmann 2000b; Camargo et al., 2009). La MJO también presenta un gran impacto en la variabilidad de las precipitaciones en Australia (Wheeler y McBride, 2012) y modula los ciclos de activación y ruptura que ocurren en los monzones del oeste africano (Lavender y Matthews, 2009). Sus efectos en el sistema climático global se pueden observar a escalas de tiempo estacional e interanual a través de la modulación del fenómeno ENSO (Kessler y Kleeman, 2000; Hendon et al., 2007; Straub et al., 2006; Lau, 2012). La MJO ha sido fundamental en el disparo de algunos episodios de El Niño (McPhaden, 1999; Bergman et al., 2001; Zhang y Gottschalk, 2002).

A pesar de la importancia de la MJO en la climatología global, el conocimiento de su fundamento y capacidad de predicción es relativamente pobre. Una revisión de las teorías propuestas puede encontrarse en Zhang (2005) y Wang (2012). No obstante a pesar de los esfuerzos realizados, a día de hoy no existe ninguna teoría aceptada que explique satisfactoriamente el origen y ciclo de vida de la MJO (Hartman y Hendon, 2007; Berkelhammer et al., 2012; Wang, 2012).

1.2. El monzón de verano en la India

Debido a su gran extensión geográfica, el monzón asiático se divide en monzones regionales calificados según el lugar de ocurrencia: el monzón de la India, monzón del sudeste asiático, monzón del mar de la China Meridional, Mei-yu en la China central, Baiu en Japón y Changma en Corea (Lau et al., 1988; Kang et al., 1999; Lim et al., 2002). El sistema monzónico de la India es el más desarrollado de entre todos ellos. Entre el ecuador y la India se producen gradientes de temperatura extremadamente altos en toda la troposfera, que se ven realzados por el calentamiento de la elevada meseta del Tíbet situada en su parte norte.

El monzón indio de verano (ISM, en sus siglas en inglés) aporta aproximadamente el 80% de la lluvia anual a las tierras de la India (Panchawagh y Vaidya, 2011). El ISM se instala sobre Kerala alrededor del 1 de junio y su avance ocurre en dos direcciones. Por un lado en dirección oeste y ya en la bahía de Bengala en dirección sureste durante la primera quincena de junio. Por otro lado, avanza a lo largo de la costa occidental de la India en dirección sur-norte, normalmente en oleadas, cubriendo la totalidad del país alrededor del 15 de julio (figura 1.7.a). El avance a lo largo de la costa occidental se facilita por el movimiento hacia el norte de los sistemas sinópticos que provocaron el disparo del monzón sobre Kerala, seguidos por la formación de otros sistemas sinópticos nuevos que se solapan en 3-5 días desde la disipación de los primeros. A lo largo del valle del Ganges el avance del ISM ocurre de este a oeste y está asociada con la formación de bajas o depresiones. Como se ha mencionado en el apartado anterior, el disparo y el avance del monzón también están relacionados con la MJO (Joseph y Pillai, 1988; Goswami et al., 2003). La retirada del monzón comienza en el mes de septiembre por la parte noroccidental del país. El monzón en el sur de la península, y por tanto en todo el país, se retira completamente después del 1 de octubre (figura 1.7.b), cuando el patrón de circulación indica un cambio en el régimen de vientos.

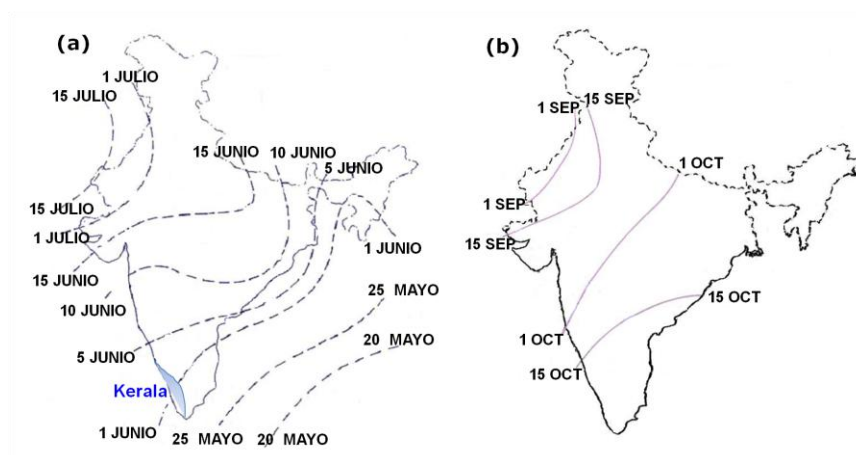


Figura 1.7. Fechas de disparo y cese del monzón definidas por Tao y Chen (1987).

El monzón no mantiene constante su vigor sino que está dividido en periodos (15-30 días) de abundantes precipitaciones conocidos como “activos” seguidos de otros con déficit de lluvias denominados “rupturas” del monzón. Se ha observado que cuando el monzón cesa sobre el centro de la India, las lluvias se intensifican en el extremo norte, sobre las faldas del Himalaya. Por ello, Shukla (1987) sugiere que el periodo de ruptura del monzón produce una redistribución espacial de las precipitaciones, siendo una parte activa de la dinámica del sistema.

La ruptura y reanimación del monzón fue investigada en detalle por primera vez por Ramamoorthy (1969). El estudio de este fenómeno continúa siendo de gran interés dado que la frecuencia y la duración total de los episodios de ruptura del monzón controlan definitivamente la actuación del monzón a escala intraestacional e interanual (Krishnan et al., 2000; Gadgil y Joseph, 2003; Rajeevan et al., 2010).

1.2.1. Principales componentes del monzón indio de verano

En la figura 1.8 se ilustran los principales elementos que componen el monzón indio de verano (Krishnamurthi y Bhalme, 1976):

- *La vaguada del monzón sobre el norte de la India.* Se forma en los meses de verano como una extensión de la ITCZ global y es una región de baja presión y cizalladura del viento en la superficie. Al sur de la vaguada predominan los vientos del oeste y al norte los del este.

- *Anticiclón de las Mascareñas y corriente en chorro que cruza el ecuador.* El anticiclón de las Mascareñas es un sistema de altas presiones que se forma al sur del océano Índico. En él tiene lugar una gran salida de aire, este aire cruza el ecuador como un chorro en la costa de Somalia, posteriormente se convierte en una corriente del suroeste y atraviesa el mar Árabe. Finalmente alcanza la costa de la India. El núcleo del chorro se encuentra alrededor de la parte superior de la capa límite (900 hPa) y es la principal arteria a través de la cual se transporta la humedad hasta el sur de Asia.
- *Sistema de altas presiones del Tíbet.* Es un anticiclón que se forma en niveles altos de la troposfera y se localiza al norte de la India durante la estación del monzón de verano. En el mes de julio se encuentra bien establecido al sur de la meseta tibetana en el nivel de 200 hPa.
- *Chorro tropical del este.* La salida de aire por el lado sur del Anticiclón del Tíbet da lugar al chorro tropical del Este (TEJ, en su siglas en inglés) que permanece desde junio hasta septiembre en los niveles altos de la troposfera.
- *Nubosidad del monzón y precipitaciones.* La cobertura de nubes es la manifestación de los procesos de convección de la humedad sobre el subcontinente indio y varía tanto en el tiempo como en el espacio. Durante la fase activa del monzón, es máxima en un cinturón que va desde la orilla oeste de la bahía de Bengala hasta la orilla norte del mar Árabe siendo mínima a los pies de la cordillera del Himalaya y sobre el sur de la India. Los patrones se invierten durante la fase de ruptura. La distribución de las precipitaciones sigue estrechamente la distribución de la nubosidad.

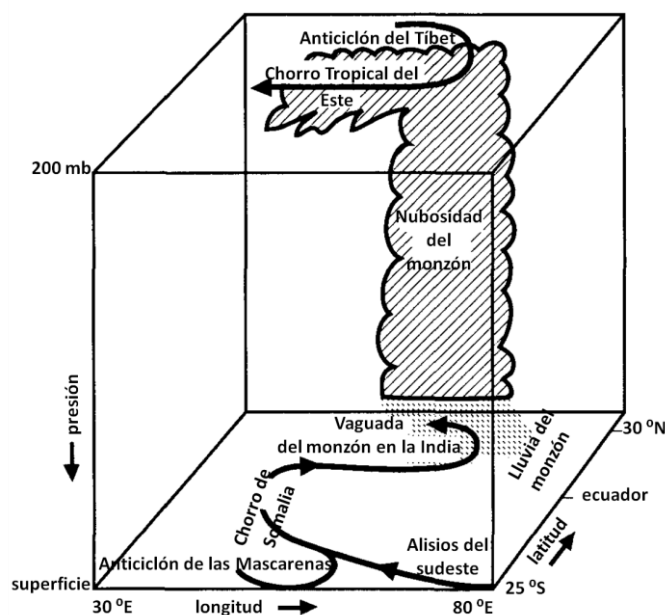


Figura 1.8. Diagrama esquemático que ilustra las componentes más significativas del sistema monzónico de la India. En la baja troposfera, el monzón del SW nace en el “Anticiclón de Mascarenas”, los vientos cargados de humedad viajan desde esta área de altas presiones alrededor de Madagascar en dirección norte hacia la costa somalí. Tan pronto como cruzan el ecuador los vientos giran en dirección SW. El enorme y distintivo giro anticiclónico de la baja troposfera está conectado al giro ciclónico de la vaguada del monzón en la planicie del Ganges a través del chorro de Somalia. En la alta troposfera el flujo se invierte mediante otro giro (incluso mayor) que se localiza sobre el Tíbet (conocido como Anticiclón del Tíbet) con salida de vientos divergentes que se conocen como corriente en chorro tropical del Este. Adaptada de Krishnamurti y Blahme, 1976.

1.2.2. Modos de variabilidad del monzón indio de verano

La variabilidad del ISM puede dividirse en tres categorías en función de la escala de tiempo de las variaciones:

- *Variabilidad intraestacional (ISO).* Las ISO se pueden dividir a su vez en dos tipos, de acuerdo con las escalas de tiempo: la oscilación de 30-60 días (MJO) y las oscilaciones submensuales (e.j. Vincent et al., 1998; Fukutomi y Yasunari, 2002; Fujinami y Yasunari 2004; Hoyos and Webster, 2007). La escala de tiempo submensual contiene la oscilación de 10-20 días o modo quasi-bisemanal (QBM, en sus siglas en inglés) (e.j. Chen y Chen, 1993; Chatterjee and Goswami, 2004). Como se ha mencionado, la ISO de 30-60 días se relaciona con la propagación hacia el norte de la convección desde el océano Índico ecuatorial y ha sido identificada como uno de los factores más influyentes en la transición

en la India desde los periodos activos a los de ruptura y viceversa (Joseph et al., 2010; Pai et al., 2011). Típicamente acontecen de 3 a 4 periodos activos en cada estación (Webster et al., 1998). La oscilación de 10-20 días se propaga hacia el oeste desde el Pacífico oriental (Annamalai and Slingo, 2001; Chatterjee y Goswami, 2004; Fujinami et al., 2011).

- *Variabilidad interanual.* En periodos de tiempo mayores al ciclo anual, el ISM muestra una variabilidad correspondiente a la periodicidad bienal (Meehl y Arblaster, 2002). También posee variabilidad multianual correspondiente a las escalas de tiempo del IOD (Maity y Nagesh Kumar, 2006; 2007) y ENSO (Ihara et al., 2007). En este sentido, la correlación entre las precipitaciones del ISM y la SST del océano Pacífico varía desde 0.4 hasta 0.8 para diferentes décadas desde 1900 hasta el presente (Torrence y Webster, 1999), si bien hay evidencias de que la relación ENSO - ISM se ha estado debilitando en las últimas décadas (Tamura et al., 2011).
- *Variación interdecadal.* El ISM no parece tener ninguna tendencia climática a esta escala, pero posee épocas de aproximadamente tres décadas, en las cuales la precipitación presenta una tendencia a situarse por encima de lo normal, seguidas de cerca de otras tres décadas en las que ésta se sitúa preferentemente por debajo de lo normal. La comprensión de la variabilidad interdecadal del ISM sigue siendo mucho más pobre que la del ciclo medio anual y su variabilidad intraestacional e interanual (Pillai y Mohankumar, 2009). Pero sí es conocido que la relación ENSO - ISM se somete a las variaciones de baja frecuencia en estas escalas de tiempo (Ummenhofer et al., 2011).

En la teoría holística del monzón, citada en el apartado anterior, el océano y la atmósfera, junto con la superficie de la tierra, eran componentes integrales del sistema monzónico. En este sentido, el ISM no sólo está influenciado por los océanos sino que se encuentra también fuertemente relacionado con las condiciones de la superficie de la tierra, como la temperatura de la superficie (Mooley y Paolino, 1988), cambios en la cobertura terrestre, características de la vegetación (Li et al., 2009) y de la agricultura, incluyendo los regadíos (Douglas et al., 2006; 2009; Lee et al., 2008).

1.3. Características climáticas y sistemas sinópticos del monzón indio de verano

1.3.1. Características climáticas

En este apartado se describe la distribución media de altura geopotencial, viento horizontal, temperatura del aire y temperatura de la superficie del mar, así como importantes elementos climatológicos durante el ISM, trazando su evolución desde la estación precedente y hasta su decaimiento.

a) Altura geopotencial

El desarrollo de los sistemas de bajas presiones debido al calentamiento de la India comienza en marzo. En abril el cinturón de bajas presiones global comienza a establecerse alrededor de los 10°N en el norte de África y por el trópico de cáncer sobre la India y Birmania. En mayo las bajas presiones continentales dominan completamente el norte de África y Asia. La actividad del monzón es máxima en julio cuando el cinturón de bajas presiones que se extiende desde el norte de África hasta el noreste de Siberia es más intenso.

Dentro de este cinturón de bajas presiones, el principal centro se sitúa sobre el noroeste del subcontinente indio y la parte central de Pakistán. El progresivo desarrollo de esta *baja térmica* es uno de los principales factores que causan el monzón sobre la India. Situada en áreas terrestres, cerca de las zonas de mayor calentamiento y fuera del alcance de las masas de aire marítimas, causa una circulación que atrae al aire más fresco, compensando el efecto del calentamiento solar. Una vaguada se extiende a través del norte de la India, desde la anterior baja térmica hasta la bahía de Bengala y es conocida como la *vaguada del monzón*. El gradiente de presión es muy pronunciado al sur de esta vaguada. Esta característica comienza a estar muy marcada en el mes de junio y, aunque va debilitándose ya desde agosto, permanece hasta septiembre. En octubre, la vaguada se desplaza hacia el sur, hasta la bahía de Bengala, y el campo de presión es uniforme sobre el continente. El cinturón de bajas presiones desde África hasta el oeste del Pacífico discurre ya entre el ecuador y los 20°N.

Durante el mes de julio, cuando el gradiente de presión es máximo, la vaguada del monzón se observa en 900 y 850 hPa a través de todo el norte del subcontinente (fig. 1.9. a y b). A unos 700 hPa y más arriba, se sitúa una cuña de altas presiones sobre Pakistán y el noroeste de la India, al oeste de aproximadamente 75°E, con su eje a lo largo de 30°N (fig. 1.9.c). Con la altura, la vaguada del monzón se desplaza hacia el sur, estando cercana a 20°N en 700 hPa, pero comienza a difuminarse.

En el nivel de 500 hPa, otro centro de alta presión aparece en la periferia oriental (al este de 80°E y con el eje sobre los 28°N (fig. 1.9.d)) y se distingue parte del sistema de alta presión del Pacífico, situado a 140°E. En 300 hPa (fig. 1.9.e), estas altas presiones se encuentran algo más marcadas y se prolongan desde aproximadamente 70°E hasta 110° E, con el centro cerca de 30° N, 90 °E; mientras que el Alta del Pacífico se ha debilitado mucho.

El único centro de altas presiones sobre la India en 200 hPa está en 30° N, 88° E, y las altas presiones asociadas se extienden aproximadamente desde los 80°E y hasta, al menos, 140°E (fig. 1.9.f). En 100 hPa (fig. 1.9.h), solamente hay un ancho cinturón de altas presiones que se alarga desde 30° E hasta 150° E a lo largo de los 35° N. La débil alta presión que se centra sobre el Tíbet en 500hPa y se extiende verticalmente desde los 300 a los 100 hPa, es conocida como “*Anticiclón del Tíbet*”.

b) Viento

A gran escala, el disparo del monzón anuncia la unión del sistema de vientos alisios y el flujo del ecuador, mediante el anteriormente citado giro en el Anticiclón de las Mascareñas. Antes del disparo del monzón, el flujo que cruza el ecuador aumenta en intensidad. En niveles altos, el proceso de disparo del monzón se relaciona con el desplazamiento del chorro subtropical hacia el norte de la meseta del Tíbet.

Cuando el monzón se ha establecido sobre todo el país, en los niveles de 900 y 850 hPa, los vientos del oeste-sudoeste prevalecen al sur de la vaguada y los del sureste al norte de la misma (figura 1.9.a y 1.9.b). Sobre la bahía de Bengala el viento procede del sur. En el resto de la India y en el mar Árabe, los vientos poseen dirección sudoeste a oeste. La velocidad media sobre tierra no es superior a 5 m/s. En el mar Árabe y entre los 10 y 20°N la velocidad oscila entre 12 y 14 m/s siendo algo más débil entre el ecuador y los 5°N. En septiembre, debido al debilitamiento del gradiente de presión, los vientos se atenúan particularmente sobre las áreas marítimas.

En la troposfera media los vientos son muy irregulares durante la época del monzón de verano. En 500 hPa, vientos anticiclónicos en la parte oeste y vientos del este sobre el norte de la India son las principales características (figura 1.9.d). En 300 hPa, excepto el sistema de altas presiones en la parte noroccidental de la India, los vientos proceden del este en todo el país (fig. 1.9.e). Los vientos son débiles en estos niveles.

A partir del nivel de 200 hPa (figura 1.9.f), los vientos del este se intensifican, alcanzando su máximo valor alrededor de los 100 hPa. El incremento en la magnitud de los vientos del este con la altura es mayor en la parte central de la Península, donde los gradientes térmicos son mayores. En estos niveles, los fuertes vientos del este se concentran en el ya mencionado TEJ (fig. 1.9.h). El TEJ se sitúa, por tanto, a mayor altitud que el chorro subtropical, a unos 18 km de altura aproximadamente.

Durante julio y agosto, el TEJ domina sobre toda la Península y alcanza velocidades máximas de $50 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a lo largo de la franja de 10 - 15°N. En los meses de junio y septiembre, el TEJ se encuentra confinado en latitudes más meridionales (al sur de 21°N aproximadamente) y las velocidades son inferiores. En septiembre, los vientos del oeste aparecen de nuevo al norte de los 25°N.

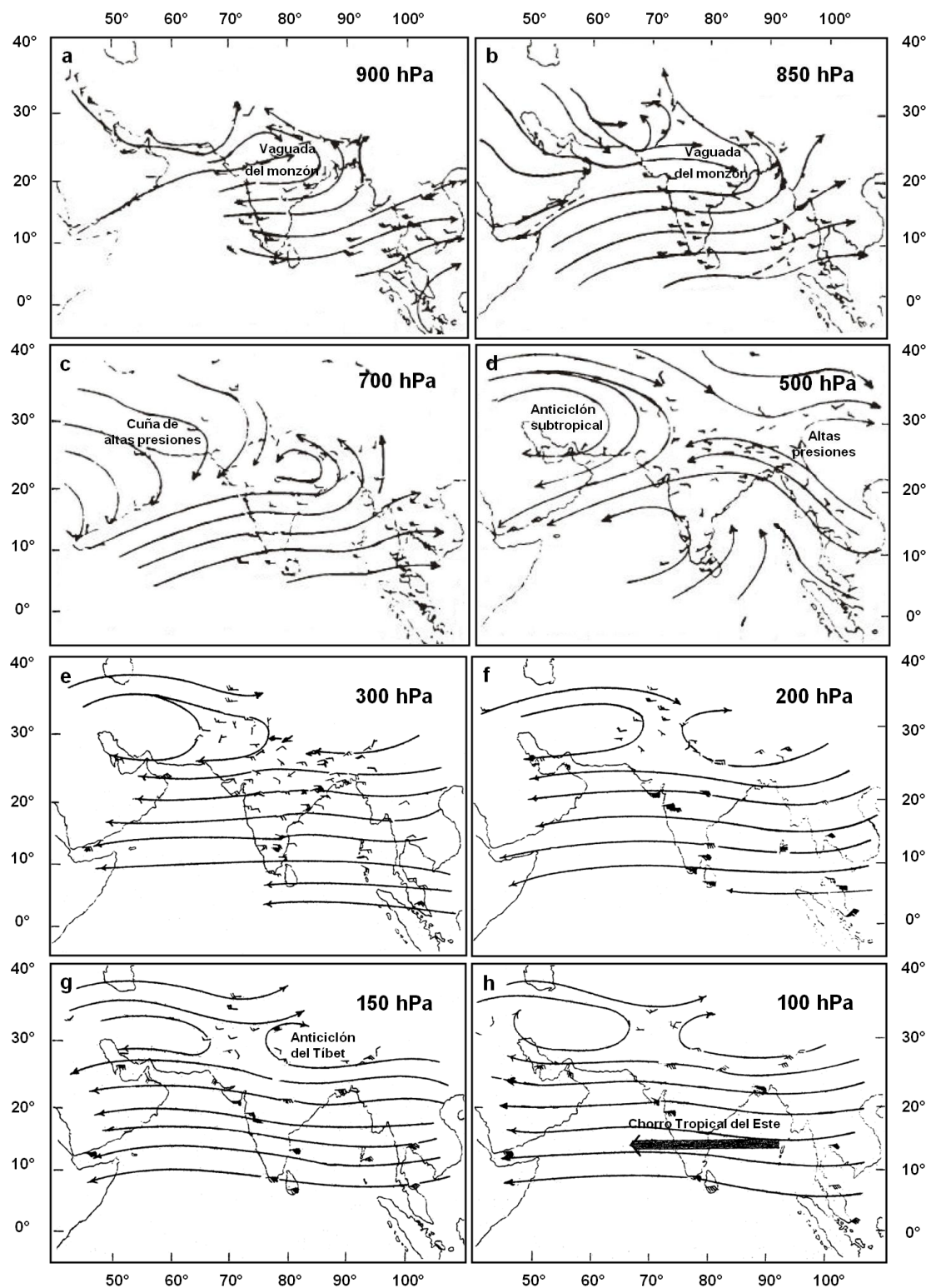


Figura 1.9. Vientos y principales sistemas de presión en la troposfera durante el mes de julio. Adaptado de Rao (1976).

c) Temperatura del aire en superficie

En la India, el pre-monzón es la estación más cálida del año (Kothawale et al., 2010). Las temperaturas van creciendo desde enero-febrero y en abril alcanzan valores del orden de 33 a 35°C sobre la meseta de Deccan y las áreas terrestres adyacentes a ésta. A lo largo de las costas, las temperaturas se encuentran entre los 28 y 30°C. El gradiente de temperatura es abrupto en la costa oeste, alcanzando alrededor de 5 °C por grado de longitud en algunos puntos, mientras que no excede los 2.5°C por grado de longitud sobre la costa este.

Cuando se produce el disparo del monzón, la temperatura del aire sobre el mar Arábigo cae abruptamente en 2-4 días desde el paso del chorro de niveles bajos. Durante este proceso, típicamente el cielo se encuentra nublado. En la India, la humedad atmosférica crece en la troposfera media con 7 - 10 días de antelación y el disparo del monzón causa nubosidad muy extensa. La nubosidad es más intensa en las regiones centrales (entre los 17 y 24 °N y al oeste de 77°E) de la Península y al este de los 85°E en el noreste de la India. Las temperaturas en estas regiones oscilan generalmente entre los 28 y los 29 °C (figura 1.10). En la costa oeste, las temperaturas se encuentran comprendidas entre los 26 y 27 °C, siendo inferiores que la temperatura media del aire sobre el mar Arábigo abierto. Sobre el sur del país, al este de los 77°E, las temperaturas son de 30 a 31 °C. Esta diferencia térmica, de 4°C, es parcialmente debida al efecto Foehn y a una menor nubosidad. Las áreas más cálidas sobre la India se sitúan al noroeste, con temperaturas cada vez más cálidas conforme se avanza más hacia el oeste.

En 850 hPa, una cuña de altas temperaturas se extiende desde la parte central de Arabia hasta los 35 °N sobre la India. Al sur de la India se sitúa otra dorsal de altas temperaturas sobre la costa occidental y una vaguada sobre la bahía de Bengala. El patrón térmico en 700 hPa es muy parecido en la parte norte, sin embargo la dorsal y la vaguada están ausentes al sur y el gradiente térmico sobre la India es menor.

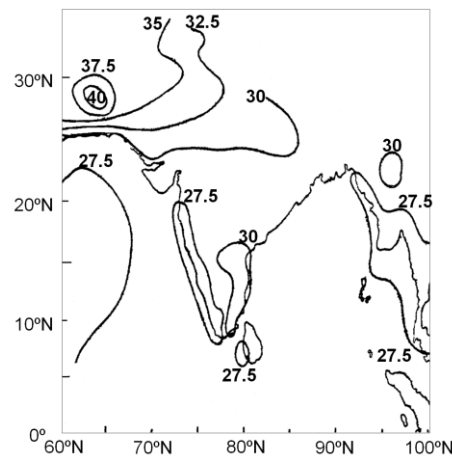


Figura 1.10. Temperatura media durante el mes de julio (°C). Adaptado de Rao (1976).

En las capas superiores de la troposfera, entre los 500 hPa y 200 hPa, una masa de aire caliente de escala planetaria se centra en el sur de Asia, con las mayores temperaturas sobre la meseta del Tíbet (25°N - 30°N), resultando en un fuerte gradiente de temperatura tanto en dirección norte - sur como este - oeste. Tal y como se ha señalado con anterioridad, el TEJ sobre la Península es el resultado del efecto del decrecimiento de las temperaturas hacia el sur en toda la troposfera (Webster, 2006). Por tanto, el flujo de la alta troposfera durante el verano refleja claramente el contraste térmico entre continentes y océanos. Por encima de 200 hPa, la dorsal térmica desaparece. En 100 hPa la temperatura aumenta desde el sur hacia el norte, es decir, desde el ecuador hacia el Polo Norte.

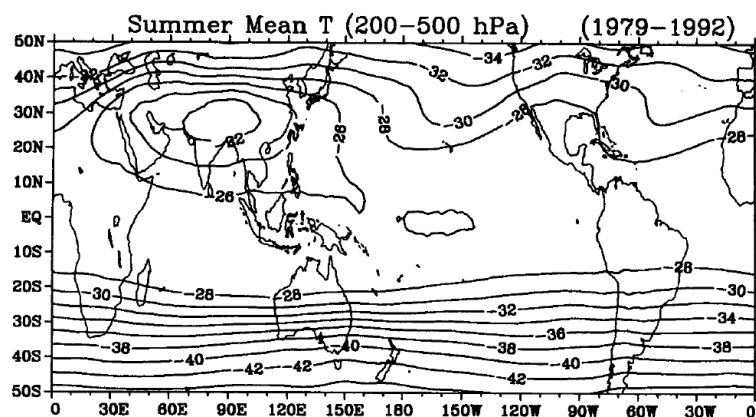


Figura 1.11. Temperatura media (°C) de la troposfera superior (200 – 500 hPa) durante el verano boreal (junio - agosto) promediada entre 1979 y 1992. Tomado de Li y Yanai, 1996.

d) Temperatura de la superficie del mar (SST).

En general, las temperaturas más cálidas ocurren durante la primavera boreal (figura 1.12), cuando las aguas superficiales que cubren gran parte océano Índico (al norte de 10°S) alcanzan los 29°C. Con la llegada del verano y la aceleración del monzón, la SST sobre el norte del océano Índico disminuye, especialmente sobre el mar Arábigo. Las temperaturas en otoño son similares a las de primavera pero con un grado centígrado menos de temperatura. Durante el invierno, excepto la parte más septentrional de la cuenca oceánica, la SST se sitúa alrededor de los 28°C.

En todas las estaciones, el máximo gradiente de SST ocurre al sur del ecuador. Las SST máximas acontecen en torno al ecuador en ambos hemisferios durante la primavera boreal (otoño austral). Las anomalías de ambos hemisferios contribuyen de manera conjunta a construir la reserva de agua caliente más grande del planeta en esta época del año.

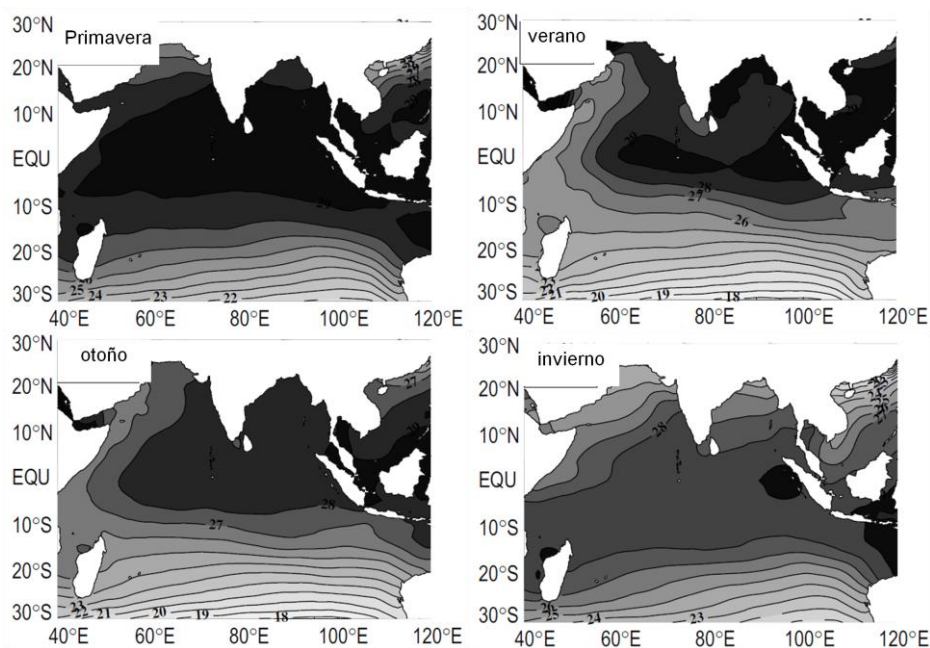


Figura 1.12. Climatología media anual de la SST (°C). Se representan los datos para cuatro estaciones del hemisferio boreal: primavera (marzo-mayo), verano (junio-agosto), otoño (septiembre- noviembre) e invierno (diciembre-febrero).

1.3.2. Sistemas sinópticos generadores de precipitación

Seguidamente se describen los sistemas meteorológicos que regulan la precipitación estacional del ISM. Así mismo, la figura 1.13 se muestra un esquema de los lugares usuales de formación.

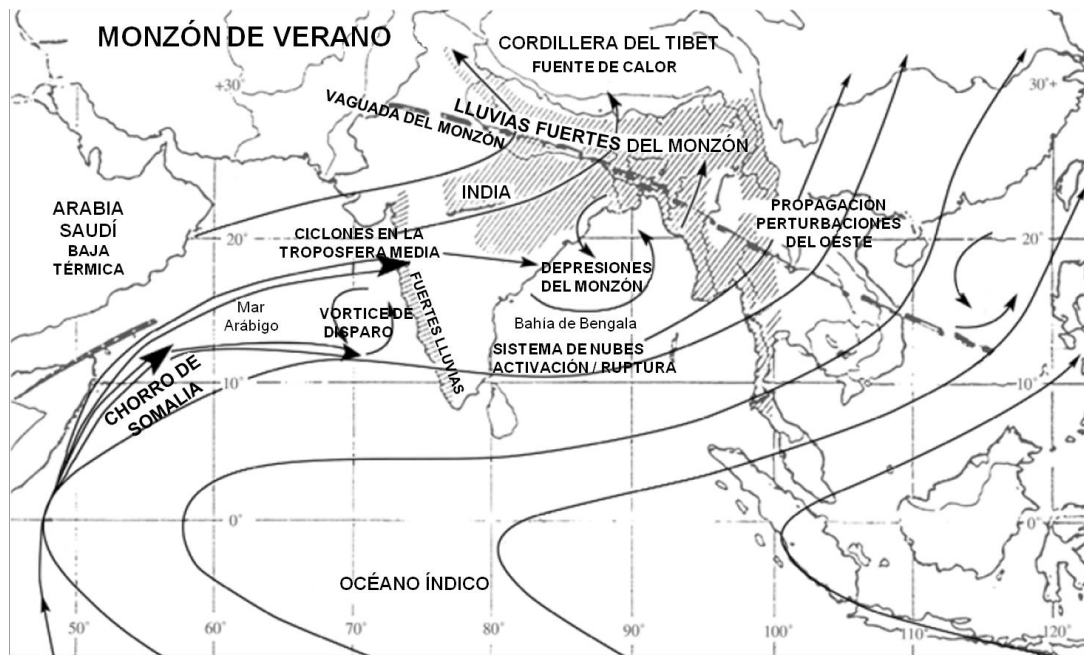


Figura 1.13. Principales sistemas meteorológicos a escala sinóptica asociados con las fluctuaciones del monzón de verano en la India. Adaptado de Ding y Sikka (2006).

a) Oscilaciones latitudinales de la vaguada del monzón

La posición del eje de vaguada varía de un día para otro y tiene una gran influencia en las lluvias monzónicas. Esta influencia no se debe tanto a la convergencia en la misma, como a los distintos sistemas sinópticos que prevalecen en las diferentes posiciones de la vaguada. La oscilación de la vaguada hacia la parte central de la India lleva frecuentemente a la entrada a través de la misma de depresiones desde el norte de la bahía de Bengala hacia el oeste - noroeste del país.

En la figura 1.14 se muestra un ejemplo del campo de presión a nivel del mar típico de cada uno de los dos modos del monzón “activo” y “ruptura”. En la fase activa del monzón, la vaguada permanece alrededor de su posición normal o hacia el sur de la misma y pueden encontrarse dos o más vórtices ciclónicos a lo largo de su recorrido

(figura 1.14.a). Durante los episodios de ruptura del monzón, el eje de la vaguada se sitúa más próximo a los pies de la cordillera del Himalaya (figura 1.14.b), prevaleciendo sobre la India central movimientos de subsidencia que se evidencian por la aparición de capas estables e inversiones en la media y baja troposfera con prevalencia de vorticidad anticiclónica en 900 - 850 hPa entre 20 - 28 °N (Sikka y Gadgil, 1978).

La amplitud de la oscilación de la vaguada entre las fases activa y de ruptura es aproximadamente de 1.5° de latitud y el periodo de la oscilación permanece en torno a los 3 - 7 días. La reanimación del monzón después de una pequeña ruptura (3 - 4 días) es debida al carácter oscilatorio de la vaguada a escala sinóptica (Murakami, 1976). Sin embargo, la reanimación del monzón después de una ruptura prolongada, parece estar unida a la propagación de la MJO hacia el norte (Sikka y Gadgil., 1980; Wang y Rui, 1990).

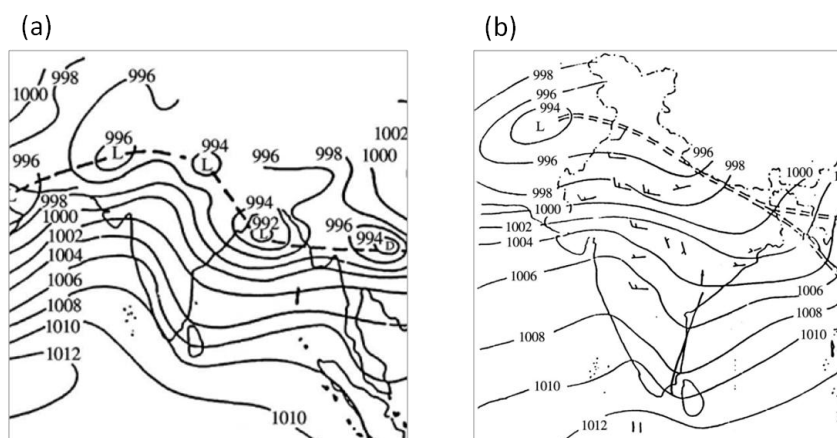


Figura 1.14. (a) Patrón de presión a nivel del mar típico de la fase activa del monzón, en el que se observan hasta cuatro vórtices ciclónicos. (b) Patrón típico de presión a nivel del mar de una situación de ruptura del monzón en la India, con la vaguada situada a los pies de la cordillera del Himalaya y la parte más oriental situada en dirección norte - sur en la costa este de la India. Extraído de Ding y Sikka (2006).

b) Bajas presiones y depresiones del monzón

Son perturbaciones tropicales de escala sinóptica que se forman periódicamente dentro de la vaguada del monzón, frecuentemente en el centro y norte de la bahía de Bengala y en ocasiones en la parte terrestre de la vaguada. También se forman con menos frecuencia al norte de mar Árábigo. Se considera que son los sistemas sinópticos que más lluvias producen en la India (Krishnamurthy y Ajayamohan, 2010).

Como la mayoría de los sistemas se forman al norte de la bahía de Bengala, la convección organizada ocurre normalmente primero cerca de la costa y se mueve tierra adentro distribuyendo precipitaciones a lo largo de la trayectoria. Se mueven en dirección oeste - noroeste desde la bahía de Bengala y se debilitan después de viajar una distancia de 500 - 1000 km sobre tierra. Sólo algunos de ellos presentan una mayor duración llegando a unirse a la baja térmica estacional sobre Pakistán. Algunos pocos, al moverse hacia el noroeste, se recurvan al cruzar los 75 - 78°E y producen lluvias muy intensas a lo largo de las estribaciones de la parte occidental del Himalaya. Por último, algunos sistemas al cruzar los 78°E se revitalizan por la incursión de aire húmedo del mar Árábigo. Por tanto, estos sistemas distribuyen las precipitaciones a lo largo y ancho de Bangladesh, India, el Nepal submontañoso e, incluso, Pakistán.

En general se conocen como Sistemas de Bajas Presiones (LPS, en sus siglas en inglés) ya que estructuralmente no existe gran diferencia entre las bajas presiones y las depresiones del monzón, excepto que las depresiones poseen el centro bien definido y los vientos son más fuertes. Ambos sistemas poseen los núcleos más fríos, la máxima convergencia de humedad tiene lugar en el sector suroeste, en el cual acontecen las precipitaciones más intensas (Raghavan, 1965). Rajeevan et al. (2001) examinaron la estructura de las depresiones del monzón usando datos de satélite, encontrando un alto contenido de agua líquida en el sector suroeste. La intensificación desde las bajas hasta las depresiones viene asistida por un alto contenido de humedad y una cizalladura vertical débil entre la alta y la baja troposfera.

La vida media de los LPS es de alrededor de 5 días para aquellos que se forman en la bahía de Bengala y de alrededor de 3 días para aquellos que se forman sobre las

áreas terrestres de la India. Su formación indica inestabilidad dinámica de la vaguada del monzón a escala sinóptica. Bhide et al. (1997) propusieron que la ruptura del monzón a escala sinóptica estriba en las alteraciones causadas por las fuentes de calor y los sumideros de humedad después de que un LPS se mueva desde el centro de la India hacia el noroeste. Bhat et al. (2001) mostraron que estos sistemas regulan las interacciones aire - mar a gran escala sobre la bahía de Bengala.

Saha et al. (1981) afirmaron que parte de los LPS son remanentes de ciclones tropicales y tifones del Pacífico noroccidental que se refuerzan en las cálidas aguas de la bahía de Bengala. Pero, como se ha mencionado al principio de la presente sección, en general se cree que la mayor parte de ellos se forman sobre la bahía de Bengala, bajo el flujo divergente del anticiclón del Tíbet (Ding y Sikka, 2006). Desde los 2 a 3 días previos a la formación de un LPS, los vientos superficiales son más intensos desde el centro del mar Arábigo hasta la bahía de Bengala y el gradiente de presión entre 5°N - 20°N se incrementa en 15 hPa. Sikka y Gray (1981) también relacionaron la formación de algunas depresiones con la aceleración del flujo del chorro de Somalia en el canal de Mozambique.

Durante la fase activa del monzón hay una mayor ocurrencia de LPS en la posición media estacional de la vaguada del monzón (figura 1.15.a). En la fase de ruptura del monzón existe una clara disminución en el desarrollo de LPS y los que se producen, tienen lugar preferentemente al norte y al sur de la vaguada del monzón (figura 1.15.b), zonas en las que se realza entonces la actividad convectiva (Goswami et al., 2003; Krishnamurthy y Shukla, 2007).

c) Ciclones en la troposfera media

Los ciclones de la media troposfera son un tipo de perturbación monzónica que posee una estructura vertical única, apenas detectable en la superficie y la alta troposfera. La mayor intensidad se encuentra en el estrato entre 700 - 500 hPa, con un núcleo frío entre la superficie y los 700 hPa y un núcleo cálido en los niveles superiores. Este tipo de ciclón está caracterizado por producir lluvias tanto convectivas como no convectivas muy intensas.

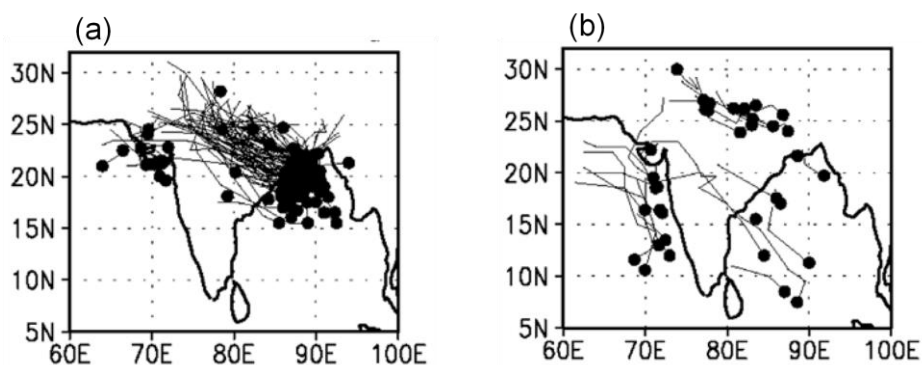


Figura 1.15. Trayectorias de los sistemas de bajas presiones para el periodo 1954 – 1993 durante el verano boreal en las fases extremas del (a) monzón activo y (b) periodos de ruptura. Los puntos negros representan el origen de los sistemas y las líneas representan sus trayectorias. Tomada de Goswami et al. (2003).

Normalmente se forman en la parte noreste del mar Árabe durante la fase activa del monzón, principalmente desde mediados de junio hasta finales de julio. Su vida media es de 5 a 7 días. La causa de que estos ciclones se produzcan con menos frecuencia durante el mes de agosto puede ser la reducción de la advección de aire cálido sobre el oeste de la India, no obstante la causa exacta ha de ser aún investigada (Ding y Sikka, 2006). Ocasionalmente también pueden encontrarse en la bahía de Bengala (durante la fase de disparo del monzón, o la fase de reactivación después de una prolongada ruptura) y se realzan cuando una depresión se mueve tierra adentro.

d) Vaguadas fuera de la costa oeste de la India y vórtices de mesoescala contenidos en ellas.

Otra configuración sinóptica importante en el monzón se presenta en forma de vaguada en la superficie a lo largo de la costa occidental de la India orientada norte - sur. Estas vaguadas están especialmente acentuadas durante la fase activa del monzón y en estas situaciones, producen fuertes precipitaciones a lo largo de la costa que decrecen en la cima de los Ghats Occidentales. Frecuentemente se desarrollan en ellas vórtices ciclónicos de mesoescala (100 km - 200 km de extensión horizontal y alrededor de 3 km de extensión vertical), preferentemente en Karnakata (10°N - 15°N) o alrededor de Goa y Gujarat (17°N - 22°N). Estos vórtices se mueven hacia el norte dentro de la vaguada con el desplazamiento asociado del cinturón de lluvias intensas, o bien, también pueden aparecer y desaparecer en un solo día. La convergencia hacia arriba se ve ayudada por la

orografía de los Ghats Occidentales, que realza el movimiento vertical. Posteriormente, la pérdida de calor latente por las fuertes lluvias mantiene la convección en la vaguada fuera de la costa (Ogura y Yoshizaki, 1988).

e) Perturbaciones del oeste

Las perturbaciones del oeste (WD, en sus siglas en inglés) son sistemas sinópticos transitorios responsables de la mayor parte de la precipitación invernal en el norte de la India. Se considera que se originan en el mar Mediterráneo o el mar Caspio y se mueven en dirección este. Su extensión vertical y su intensidad están fuertemente relacionadas con la vaguada del chorro subtropical de latitudes medias (Martyn, 1992; Azadi et al., 2001; Hatwar et al., 2005) cuya posición sobre la India en invierno se localiza en torno a 10 - 15°N (Ding y Sikka, 2006).

La opinión más generalizada es que las WD se comportan como ciclones extratropicales que no presentan características frontales (Pant y Rupa Kumar, 1997; Hatwar et al., 2005; Syed et al., 2006). Ding y Sikka (2006) afirman que son perturbaciones secundarias de tormentas extratropicales con características frontales bien definidas que se mueven en dirección noreste. Raju et al. (2011) mantienen que las WD se propagan desde el oeste, bien en superficie o bien en los vientos de niveles altos. En cambio, Syed et al. (2010) afirman que se mueven a un nivel de 500 hPa sobre el centro y sur de Asia durante las fases positivas de la NAO. Además, Puranik y Karekar (2009) exponen que la principal componente de las WD es el vapor de agua que toman del mar Árabe y que se eleva por superficies isoentropicas en las que se produce una intrusión de aire frío del chorro subtropical. Algunos autores han planteado que las WD no son ciclones extratropicales sino sistemas únicos del subcontinente Indio (Balder et al., 1995).

Durante la estación del monzón de verano, los vientos del oeste de latitudes medias prevalecen al norte de los 30°N y las vaguadas de este régimen extratropical generalmente pasan al norte de la región Indo - Pakistaní. La cuña de altas presiones subtropical, situada a lo largo de aproximadamente los 30°N, actúa como límite de estas vaguadas. Sin embargo, en ocasiones aisladas, estas vaguadas penetran hacia el sur,

unas veces debido a su inusual intensidad y otras debido a las fluctuaciones en la intensidad de la cuña subtropical. Dichas vaguadas en la media y alta troposfera, y la perturbación del oeste asociada en la baja troposfera, influyen considerablemente la actividad de la vaguada del monzón. De acuerdo con Rao (1976) las perturbaciones del oeste afectan a la vaguada del monzón de una manera muy compleja:

- i. Intensificando un LPS en el noroeste de la India y realzando la precipitación pre-existente.
- ii. Causando una recurvatura de los LPS en el cinturón entre 75 – 78°E.
- iii. Desplazando la vaguada del monzón a los pies del Himalaya y conduciendo a una ruptura del monzón.

1.4. Planteamiento del problema

Existen una serie de procesos definitorios que son fundamentales para cualquier dinámica monzónica, de los cuales no se tiene un alto grado de conocimiento. Estos procesos son la advección de humedad y calor junto con las lluvias asociadas y la liberación de calor latente. Zickfeld et al. (2005) y Levermann et al. (2009) proponen que la realimentación positiva de advección de humedad (figura 1.16) constituye el motor dinámico del monzón y la sitúan como candidata a ser la primera causa de posibles cambios abruptos en la dinámica del mismo.

Todos los factores citados en los anteriores apartados, son capaces de modificar los patrones espaciales y temporales de precipitación de la India, probablemente debido a cambios relacionados con la disponibilidad de humedad y su transporte. Sin embargo, en la actualidad no existen estudios sistemáticos que relacionen este elemento con la precipitación.

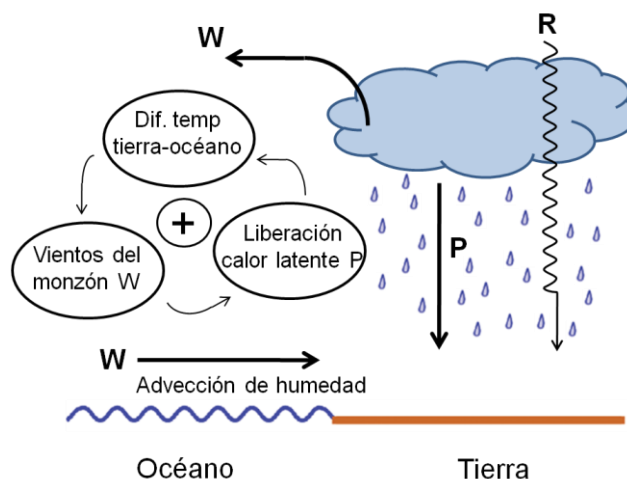


Figura 1.16. Modelo conceptual de circulación del monzón propuesto por Levermann et al. (2009).

El océano Índico y el oeste del Pacífico subtropical son las principales fuentes de humedad del monzón asiático de verano. En la India, el Chorro de Somalia en niveles bajos (SLLJ, en sus siglas en inglés) es el responsable de una gran parte de los aportes de humedad que se reciben. El SLLJ cruza el ecuador (figura 1.17) advectando humedad en el océano Índico y está relacionado con una gran proporción de las precipitaciones del monzón de verano (Findlater, 1969a; 1969b; Krishnamurthy et al., 1976).

La relación entre la dinámica del chorro y las precipitaciones en la India se ha estudiado ampliamente. Halpern y Woiceshyn (2001) muestran las pulsaciones del chorro con una claridad jamás observada con anterioridad, para ello utilizan los datos del sensor especial de imágenes de microondas a bordo del satélite Quikscat. Estos autores revelaron que en el este del mar Arábigo, las divergencias diarias del SLLJ se correlacionan significativamente de manera inversa con la integral de agua líquida en las nubes. Así mismo, se ha asociado la intensidad del SLLJ con precipitaciones por encima de lo normal en la costa oeste de la India y viceversa (ej. Swapna y Ramesh Kumar, 2002). La posición latitudinal de su eje entre las latitudes 70°E y 100°E o su conjunción con vorticidad ciclónica en el mar Arábigo también se han relacionado con el acontecimiento de precipitaciones intensas sobre la India (Joseph y Sijikumar, 2004).

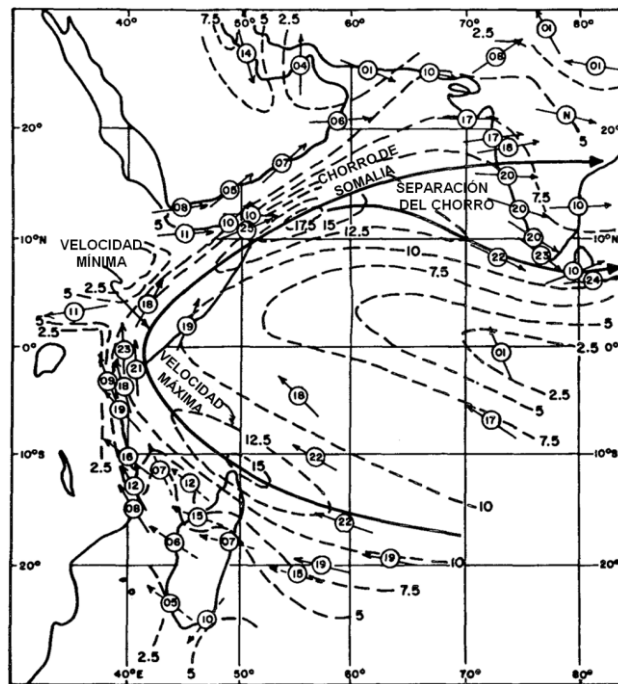


Figura 1.17. Ilustración del eje del chorro de Somalia para el mes de agosto (línea oscura más fuerte) a 1 km de altitud sobre el nivel del mar. Las isotacas se muestran en líneas discontinuas (m/s). Los emplazamientos de las observaciones se muestran por círculos. Los números rodeados por los círculos representan la velocidad media mensual observada en nudos. Adaptado de Findlater (1971).

Sin embargo, como se mencionado anteriormente, no son tan numerosos los estudios científicos publicados que relacionan el transporte de humedad asociado al SLLJ y la ocurrencia efectiva de precipitación en el subcontinente indio, en parte debido a la falta de datos.

El origen del vapor de agua disponible para la precipitación en una región es una cuestión difícil de determinar. El análisis de la composición isotópica del agua precipitada en un determinado punto puede ofrecer información sobre el origen de la humedad que ha dado lugar a las precipitaciones en ese punto, ya que la relación entre determinados isótopos del oxígeno y del hidrógeno depende de condiciones como la altura, temperatura o continentalidad en las que se evaporó el agua (Fekete et al., 2006; Gao et al., 2011). No obstante, esta metodología exige un conocimiento muy preciso de la región de estudio y la realización de costosas campañas de muestreo (Weaver and Talma, 2005), por lo que generalmente no existen datos isotópicos de agua precipitada en un número suficiente de estaciones sobre un área.

La búsqueda del origen de esta agua se ha abordado normalmente mediante el análisis de los patrones de la parte divergente del flujo de vapor de agua (Stohl y James, 2004). Para el vapor de agua, la ecuación de conservación es la siguiente (Peixoto y Oort, 1992):

$$E - P = \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{g} \int_{pt}^{ps} q dp + \nabla \cdot \frac{1}{g} \int_{pt}^{ps} qv dp = \frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot Q \quad (1.1)$$

donde “q” es la humedad específica, “v” es el vector viento horizontal, “ps” es la presión en superficie y “pt” la presión en el tope de la atmósfera, “g” la aceleración de la gravedad, “w” es la cantidad de agua precipitable, “Q” es el vector del flujo de humedad verticalmente integrado, “P” es la precipitación y “E” es la evaporación. Todos los términos de la derecha de la ecuación (1.1) pueden evaluarse mediante análisis, obteniéndose por tanto el valor de E - P como elemento residual. En escalas de tiempo como la mensual o la estacional, bajo condiciones de equilibrio, la variación en el tiempo de la cantidad de agua precipitable es despreciable comparada con las variaciones de la evaporación y la convergencia a gran escala (Trenberth, 1999). De esta forma se puede aproximar:

$$E - P \approx \nabla \cdot Q \quad (1.2)$$

Mediante este método y el uso de datos mensuales de reanálisis, Ramesh Kumar et al. (1999) examinan el papel que juega el transporte de humedad del SLLJ en el monzón de la India. Para ello, estos autores estiman el ciclo anual de los flujos de humedad en varios dominios diferentes, obteniendo que (E - P) del SLLJ inter-hemisférico constituye la principal contribución a la precipitación en la India puesto que supera con creces a la aportación disponible en el mar Árabe. De la misma manera, Zhou y Yu (2005) presentan una climatología del transporte de humedad del SLLJ durante los meses desde junio a agosto de 1957 - 2001. Sin embargo, al emplear datos mensuales, en sus estimaciones no se captura la actividad intraestacional.

Jinhai et al. (2007) y Prasanna (2008) utilizan datos diarios del reanálisis NCEP/NCAR, calculando la divergencia de Q día a día de forma que, además, no es necesario despreciar las contribuciones de las componentes transitorias en el transporte de humedad. El objetivo principal del trabajo de Jinhai et al. (2007) consiste en calcular las características del transporte de humedad del SLLJ en los cambios estacionales del monzón. Prasanna (2008) estudia la variabilidad interanual del vapor de agua de la atmosfera en la región del sur de la Península India y Sri Lanka durante octubre, noviembre y diciembre. Sus resultados muestran que la evaporación sobre tierra en la propia región es considerablemente elevada, por lo que probablemente (junto a la convergencia procedente del flujo a gran escala) ésta juegue un papel importante en la modulación de las anomalías de la precipitación durante estos meses.

Pero esta metodología tiene dos inconveniente principales ya que (i) mediante la misma no es posible identificar los caminos reales del vapor de agua, ni (ii) la relación fuente – sumidero de humedad entre la región de origen y la de destino. No se ha establecido un consenso claro sobre los mecanismos y la influencia que ejerce el océano Índico como fuente de humedad y su relación con el SLLJ (Bollasina and Nigam, 2009). Este limitado conocimiento ha supuesto un gran obstáculo para la predicción del disparo del monzón y su intensidad (Gadgil et al. 2005; Yang et al., 2008a). Por tanto, se considera importante un mayor conocimiento sobre las regiones en las cuales la humedad se ha incorporado a la atmósfera, su transporte y la relación con la variabilidad de la precipitación en el ISM.

Recientemente, varios trabajos han aprovechado los modelos lagrangianos de dispersión de partículas para implementar un análisis dinámico del transporte de agua (Stohl y James 2004; 2005; Nieto et al., 2006; 2007; 2008; Drumond et al., 2010; Gimeno et al., 2010a; 2010b). La principal ventaja del enfoque lagrangiano consiste en que nos permite efectuar un seguimiento de (E - P) hacia adelante y hacia atrás en el tiempo a lo largo de trayectorias. De esta forma se facilita la determinación de la relación entre la fuente y el receptor del vapor de agua. De hecho, uno de los citados trabajos (Gimeno et al., 2010b) estudia a nivel global las principales fuentes de

humedad oceánicas y las regiones continentales influidas por la humedad recargada en cada una de ellas.

1.5. Objetivos y organización de la Tesis

El objetivo de este trabajo es estudiar el origen de la humedad que llega a la India mediante un modelo lagrangiano de dispersión y evaluar sus implicaciones en la variabilidad del monzón indio de verano. Para ello:

- Se identifican las áreas de recarga de agua a la atmósfera que se dirigen hacia la India mediante el uso del modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART, elaborándose así una climatología de las fuentes de humedad de la India.
- Una vez determinadas las principales regiones fuente de humedad, se estudia la relación entre éstas y la ocurrencia efectiva de precipitación en la India.
- Tras estudiar cuales son las fuentes de humedad determinantes en la desarrollo de precipitación en la India, se analiza el comportamiento de las mismas en función de la intensidad de los eventos de precipitación.

Previamente, también se describe el comportamiento de las principales variables meteorológicas durante los eventos de precipitación. El análisis de los transportes de humedad encontrados, acompañado de las condiciones sinópticas en las cuales acontecen, permite efectuar una mejor interpretación de los resultados.

La presente tesis se divide en seis capítulos. El segundo capítulo se dedica a la descripción de los fundamentos del modelo FLEXPART, la regionalización de la zona de estudio en dos partes y la selección de los eventos de precipitación (en función de su intensidad) en las regiones seleccionadas. En el capítulo tres se caracterizan sinópticamente los días de precipitación leve, moderada y extrema mediante la técnica de composites. Los capítulos cuatro y cinco desarrollan la aplicación del modelo FLEXPART a la determinación de las fuentes de humedad y su relación con la

precipitación en la primera y segunda zona respectivamente. Finalmente, el capítulo seis se dedica a presentar un resumen de los principales resultados obtenidos.

Metodología de análisis

En el presente capítulo se exponen brevemente, las características del modelo FLEXPART, así como su aplicación para la obtención de los valores de (E - P). Posteriormente, se detallan las zonas propuestas para el análisis de sus flujos de humedad. Seguidamente, se explica el procedimiento seguido para seleccionar los eventos de precipitación. Por último, se expone la metodología general que se ha empleado para el estudio de las regiones fuentes de humedad.

2.1. El modelo lagrangiano FLEXPART

En la presente tesis se utiliza el modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART6.2 para la detección de fuentes de humedad. Este modelo fue originalmente desarrollado para simular la dispersión de sustancias contaminantes en la atmósfera a partir de fuentes puntuales (Stohl et al., 1998; Stohl y Thomson, 1999).

Posteriormente, FLEXPART fue adaptado para monitorizar humedad en la atmósfera (Stohl y James, 2004; 2005). En su aplicación a las fuentes de humedad se emplean trazadores aéreos, que ofrecen información de distintas variables en intervalos iguales de tiempo. De todos estos parámetros, los de mayor interés para este estudio son la localización exacta de las partículas en cada intervalo de tiempo y la humedad específica que presentan.

El algoritmo de cálculo que utiliza FLEXPART se basa en la división homogénea de la atmósfera en un gran número N de “partículas” de igual masa m_p constante. Si la masa total de la atmósfera es M , la masa de cada partícula es simplemente:

$$m_p = M/N \quad (2.1)$$

Las N partículas se mueven libremente con el viento (hacia adelante o hacia atrás en el tiempo), de forma que mientras se mueven, su masa permanece constante. Para la advección de las partículas el modelo FLEXPART trabaja con los datos del Centro Europeo para la Predicción Meteorológica a Medio Plazo (ECMWF, en sus siglas en inglés) cada 6 horas con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ y en 60 niveles verticales (Uppala et al., 2005). La densidad de niveles en el modelo de dispersión es mucho mayor cerca del suelo, con 14 niveles por debajo de 1500 m. Esta distribución asegura la mejor definición de las regiones bajas de la atmósfera, responsables de la mayor parte de los flujos de humedad, así como de los procesos de recarga por evapotranspiración. Para simular la turbulencia, el modelo FLEXPART añade una componente aleatoria a la velocidad del viento (Stohl y Thompson, 1999). Finalmente, aunque la resolución espacial de los datos de ECMWF no es capaz de resolver células convectivas individuales, se ha demostrado que reproducen con precisión sus efectos a gran escala, en especial las variaciones de humedad (Stohl et al., 2005; Forster and Stohl., 2007).

En un modelo lagrangiano, las partículas de un fluido son consideradas objetos materiales independientes sometidas al campo de vientos. En consecuencia, y a diferencia de los modelos eulerianos, no tiene sentido considerar flujos de masa dentro y fuera de cada partícula por advección, ya que el modelo lagrangiano incorpora todo el

desplazamiento de masa en su ecuación de movimiento. De esta forma, los únicos cambios posibles en la humedad de la partícula son los procedentes de flujos verticales, es decir, la evaporación “e” y la precipitación “p”. Así, si denominamos “q” a la humedad específica definida como la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire, se tendrá:

$$e - p = m_p \frac{dq}{dt} \quad (2.2)$$

donde (e - p) representa la tasa neta de cambio de vapor de agua de una partícula a lo largo de su trayectoria y será igual a los aportes, por evaporación, menos las pérdidas, por precipitación. Aunque en la ecuación (2.2) e y p aparecen como términos separados, no es posible calcularlos de manera independiente en el modelo. Por otra parte, debe precisarse que se comete un pequeño error al considerar las masas de las partículas de aire constantes, ya que, como vemos en la ecuación (2.2), estamos admitiendo variaciones en la masa de vapor de agua de la misma. En cualquier caso, al ser la masa de vapor de agua entre uno y dos órdenes de magnitud menor que la masa total de la partícula, el error efectivo cometido es pequeño.

En la figura 2.1 se muestra un esquema de la trayectoria de una partícula realizando un ciclo de evaporación - precipitación. Intuitivamente es claro que la evapotranspiración (e) puede darse en cualquier momento, mientras que la precipitación (p) sólo ocurre esporádicamente. Además, en los lugares donde se registra precipitación ($p > 0$), en general la evapotranspiración e es muy reducida. Teniendo esto en cuenta, en principio, una partícula con ($e - p > 0$) está representando esencialmente una evapotranspiración sin precipitación y por tanto podríamos esperar que ($e - p \approx e$). Por el contrario, en una partícula precipitante, es decir con ($e - p < 0$), la evaporación es prácticamente despreciable y podríamos estimar ($p \approx p - e$).

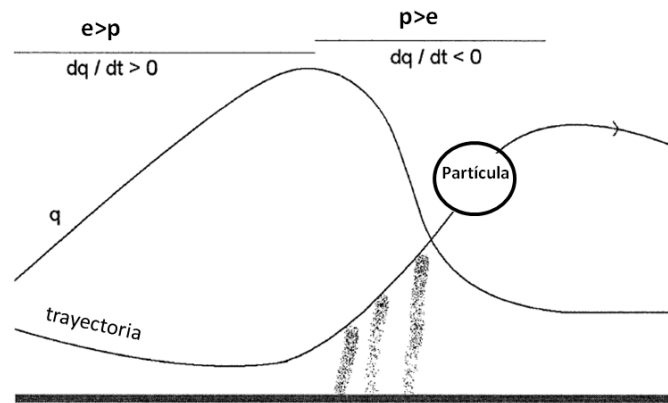


Figura 2.1. Esquema de una partícula realizando un ciclo de evaporación - precipitación. La línea gruesa horizontal representa la superficie y el eje vertical representa la distancia, en altura, sobre la misma. La partícula está marcada con una “P” dentro de una caja y su trayectoria está señalada con una flecha (se asume que la partícula primero desciende cerca de la superficie y después asciende fuertemente). La línea marcada con una “q” representa la variación de q de la partícula. Los trazos inclinados indican precipitación. La “q” de la partícula aumenta durante la primera mitad de la trayectoria ($dq/dt > 0$ y el diagnóstico es de evaporación neta $e - p > 0$ ($e > 0$ y $p \approx 0$)) y después, durante la pronunciada subida de la partícula disminuye ($dq/dt < 0$, conduciendo a un diagnóstico de precipitación neta ($p > 0$ y $e \approx 0$). Adaptado de Stohl y James (2004).

Un problema de este enfoque para estimar p y e de manera individualizada, es que la ecuación (2.2) no incorpora el transporte de agua líquida o sólida en la atmósfera, sólo considera la fase vapor. Durante un ascenso en el que se forma agua líquida a expensas del vapor, normalmente no toda el agua líquida formada llega a precipitar hasta el suelo. El modelo lagrangiano interpretaría que sí, y sobreestimaría la precipitación a nivel del suelo. El agua líquida que no llega a precipitar se reincorpora a la atmósfera como vapor, por lo que el modelo interpretaría una evaporación neta en las partículas por debajo del nivel de la precipitación ($e - p > 0$), pero esta evaporación no tiene lugar desde la superficie, sino desde la misma masa de aire y se sumaría a la evaporación superficial de la columna de aire, por lo que también en este caso, sobreestimaríamos la evaporación real desde la superficie. En consecuencia, como se ha mencionado, el transporte lagrangiano de vapor de agua no puede usarse para diagnosticar precipitación o evaporación separadamente.

2.1.1. Localización de regiones fuente y sumidero de humedad

Sumando $(e - p)$ para todas las partículas en la columna atmosférica sobre una determinada área “A” es posible calcular el flujo de agua dulce superficial $(E - P)$ como:

$$(E - P) \approx \frac{\sum_{k=1}^K (e - p)_k}{A} \quad (2.3)$$

donde “E” y “P” representan la evaporación y la precipitación por unidad de área respectivamente y “K” es el número de partículas que se sitúan sobre el área “A”.

Para obtener una caracterización climática de las fuentes de humedad de una región predefinida, es necesario considerar todas las partículas que se dirigen a esa región e integrar sus balances de $(e - p)$ a lo largo de cada una de las trayectorias. Para cada día del periodo de estudio, se localizan todas las partículas que el modelo de transporte sitúe sobre el área de interés, evaluándose las posiciones de las partículas hacia atrás en el tiempo en intervalos de 6 horas. Para cada paso se calculan los incrementos / decrementos de humedad específica q de cada partícula. Estas variaciones se incorporan al balance neto del punto de malla sobre el que se sitúe la partícula en el punto de llegada de cada paso. Sumando los cambios de todas las partículas dirigidas hacia la región, es posible situar las áreas donde esas partículas han ganado $(E - P > 0)$ o perdido humedad $(E - P < 0)$ a lo largo del camino hacia la región elegida, obteniendo simultáneamente el momento en el que la partícula se cargó de humedad. Si promediamos los valores sobre largos periodos de tiempo, es posible calcular las fuentes de humedad de una región a escala climática.

Con el objetivo de lograr resultados significativos es necesario considerar el mayor número posible de partículas, de manera que en los promedios, los posibles errores individuales de cada partícula por errores en los diagnósticos de q o simplemente de redondeo, tiendan a cancelarse. Esto puede hacerse bien aumentando la extensión temporal del periodo de estudio (algo muy costoso en términos computacionales) o seleccionando una región de estudio suficientemente extensa. Por esta razón, los estudios sobre fuentes de humedad mediante el uso el modelo

FLEXPART se realizaron inicialmente sobre cuencas oceánicas o continentes enteros (Stohl y James, 2004). Sin embargo, Nieto et al. (2007) demostraron que siempre que se consideren varios años en los estudios, la metodología puede aplicarse con éxito a regiones más reducidas. Estos autores calcularon las fuentes de humedad sobre Islandia, llevando el límite de aplicación a áreas que incorporen del orden de 10 puntos de malla en resolución $1^\circ \times 1^\circ$ en latitud - longitud.

La metodología descrita, determina los cambios netos de q para las partículas que se dirigen hacia el área de estudio. No obstante, la humedad transportada puede o no producir precipitación efectiva. Una tarea bastante complicada consistiría en poder determinar las partículas que han precipitado en la región de estudio. En nuestro caso, esta limitación se puede solucionar ya que se va a aplicar la metodología a episodios ya ocurridos, por lo que conoceremos P de forma independiente del modelo mediante una base de datos de precipitación (el problema aquí planteado se presentaría a la hora de realizar simulaciones predictivas). Para determinar las fuentes de humedad que han contribuido en el área de estudio durante los días de precipitación, se evaluará $(e - p)$ a lo largo de las retrotrayectorias de las partículas que residen en esa área durante los eventos lluviosos. Por tanto, será necesario definir qué es lo que se considera como “un día de precipitación” para las áreas seleccionadas.

2.2. Regionalización de la zona de estudio

Para obtener resultados con una interpretación física coherente acerca del origen de la precipitación en una región, ésta debe presentar aproximadamente un régimen espaciotemporal homogéneo. Estudios anteriores para la India, han evidenciado que es imprescindible considerar separadamente su parte occidental y oriental: (i) en base a las características de la precipitación del ISM (Parthasarathy et al., 1993; 1996), (ii) en función de las teleconexiones regionales y globales asociadas (Izumo et al., 2008), (iii) por el propio origen de la humedad a partir de pruebas procedentes de análisis isotópicos (Gupta et al., 2005). Por tanto, se ha considerado necesario estudiar la parte oriental y occidental de la India separadamente para analizar las fuentes de humedad mediante métodos dinámicos. En la figura 2.2 se muestran las dos áreas seleccionadas.

Las regiones estudio se han definido con una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ excluyendo todos los puntos de malla que poseen superficie perteneciente al mar.

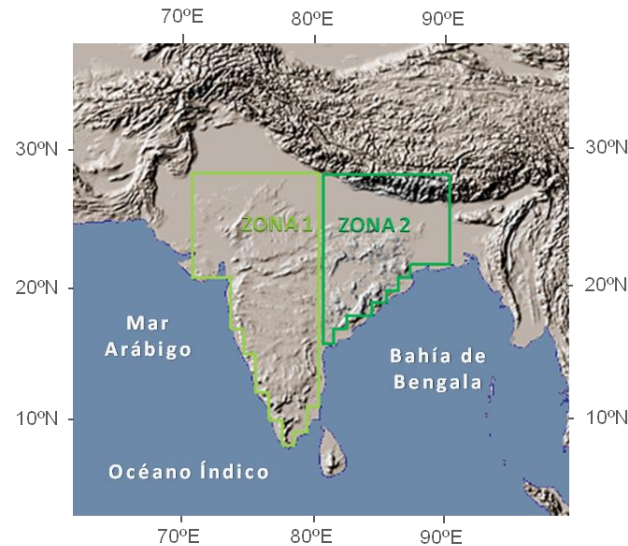


Figura 2.2. Mapa de la región de estudio mostrando las dos áreas seleccionadas para el cálculo de las retro trayectorias. (Topografía de GTOPO30, aproximadamente 1 km de resolución).

- La zona 1 abarca toda la región continental comprendida entre 8.5°N - 28.5°N y 70°E - 80°E (color verde claro) y su área es de $2.08 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Incorpora, además de la parte noroccidental de la India, la totalidad del sur de la Península. Limita al noroeste con el desierto del Thar (terreno formado por colinas de arena, entre las que hay vegetación dispersa y elevaciones rocosas), contiene gran parte de la meseta de Deccan (que se extiende por el territorio centro - sur del subcontinente con un rango de altitud que va desde los 450 a los 750 msnm), y a lo largo del borde occidental de esta meseta se sitúan los montes Ghats Occidentales que la separan de un estrecho llano costero existente a lo largo de la costa del mar Árabe. En la parte sur de los Ghats Occidentales, se ubica el pico más alto de la zona 1 con 2.695 m.
- La zona 2 corresponde a la parte oriental de la India, comprende la zona continental situada entre 8.5°N - 28.5°N y 80°E - 90°E (color verde) y su área es de $1.60 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Esta zona incorpora una gran extensión correspondiente a los Ghats Orientales que corren paralelos a la bahía de Bengala y, en menor medida,

superficies pertenecientes a la meseta de Deccan. Los Ghats Orientales no son tan altos como los Ghats Occidentales, la mayor elevación se registra a 1.680 m de altitud. Así mismo, la zona 2 contiene también la práctica totalidad de la llanura del Ganges y una superficie muy pequeña de la cordillera del Himalaya.

De aquí en adelante, y por simplicidad de lenguaje, a las regiones definidas en la figura 2.2 se las denominará simplemente “zona 1” y “zona 2”.

2.3. Selección de los días de precipitación y de los eventos moderados y extremos.

Como se puso de manifiesto en la sección 2.1, la estimación de la precipitación debe incluirse en el estudio de manera independiente, ya que el modelo de dispersión no puede proporcionarla con precisión. Debido a que el seguimiento de la humedad se realizará día a día, es necesaria la generación de una climatología de la precipitación en la India basada en datos diarios.

Se ha utilizado la base diaria de datos en formato grid de 1° x 1° de resolución del Proyecto de Climatología Global de la Precipitación (GPCP, en sus siglas en inglés) (Huffman et al., 2001) que combina información disponible a partir de distintas fuentes (datos observados y de múltiples satélites) en un producto final (Huffman et al., 2007; Vila et al., 2009).

Definir un “día de precipitación común” en las áreas objeto de estudio no es una labor sencilla teniendo en cuenta su enorme extensión. Para poder hacerlo se ha procedido de la siguiente manera:

1. Se han homogeneizado las series de precipitación en cada punto de grid dividiéndolas por su desviación estándar. Solo se han considerado como eventos individuales de precipitación en un punto de grid aquellos días en los que los valores calculados se situasen por encima del 10% de su correspondiente desviación estándar.

2. Se ha calculado el porcentaje medio de días de precipitación para todos los puntos de grid de la zona 1 y de la zona 2. Los valores obtenidos han sido 17.7% y 27.7% respectivamente. Esto significa que la zona 1 se caracteriza por tener un 17.7% de los días con una precipitación significativa y que llueve un 27.7% de los días en promedio en toda la zona 2.
3. Para definir un día de precipitación característico en cada una de las zonas, se ha buscado el porcentaje “P” de puntos de grid dentro de la zona que deben presentar precipitación simultáneamente para obtener los valores del promedio anual de días de precipitación calculados en el apartado anterior (un 17.7% de los días del año en la zona 1 y un 27.7% de los días en la zona 2). “P” ha resultado ser 36.6% en la zona 1 y 45.8% en la zona 2. Por lo tanto, un día de precipitación común para toda la zona 1 ha quedado definido como aquel día en el que se produce precipitación en al menos un 36.6% de los puntos de grid de la misma. Se han clasificado un total de 323 días de lluvia en el periodo de estudio completo. Análogamente, un día de precipitación común para el conjunto de la zona 2 presenta una precipitación significativa en al menos un 45.8% de los puntos de grid, y bajo este criterio se han clasificado un total de 515 días de lluvia durante el periodo 2000 – 2004.

En la figura 2.3 se muestra la distribución de los días de precipitación a lo largo del año obtenida de acuerdo con esta metodología. Tanto en la zona 1 como en la zona 2, los días de precipitación están prácticamente concentrados en los meses de junio a septiembre, lo cual era de esperar puesto que esta época constituye la estación húmeda en la India. Sin embargo, en los meses de mayo y octubre también acontecen un número de días de precipitación a tener en cuenta en ambas zonas. El mes con más de días de precipitación en la zona 1 es el de julio, y en la zona 2 el de agosto. Ambos meses constituyen normalmente el periodo de pico del monzón de la India (ej. Pai et al., 2011; Moron et al., 2012).

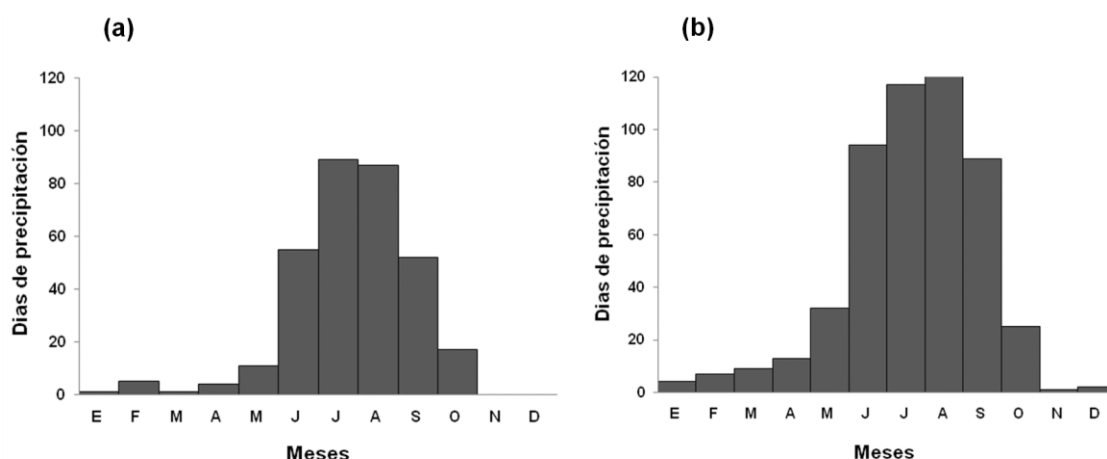


Figura 2.3. Distribución mensual de los días de precipitación para (a) la zona 1 y (b) la zona 2 de acuerdo con la metodología descrita.

Una vez determinados los días de ocurrencia de precipitación en cada una de las zonas, se han clasificado los eventos obtenidos en tres categorías en función de su magnitud: días de precipitación leve, moderada y de carácter extremo. Con este objetivo se ha implementado el siguiente procedimiento.

1. Para definir los “eventos de precipitación extrema” se ha buscado el percentil P_{90} de las series de precipitación en cada punto de grid de manera que si se excede dicho percentil en un 36.6% de los puntos de la zona 1 y un 48.5% de los puntos de la zona 2, se retengan finalmente un 10% de los días de precipitación representativos de cada una de las zonas. P_{90} ha resultado ser 78.5 para la zona 1 y el 73.0 para la zona 2. Por lo tanto, un evento de precipitación extrema en la zona 1 ha quedado definido como un día de precipitación por encima del percentil 78.5 en al menos un 36.6% de sus puntos (los mm correspondientes al percentil dependen de cada punto de grid). De la misma forma, un día de precipitación extrema en la zona 2 se define como un día en que se excede el percentil 73.0 en un 45.8% de los puntos de grid dentro de la zona. Se han retenido 31 días de precipitación de carácter extremo en la zona 1 y 51 días de lluvia intensa en la zona 2. Este método, aunque aparentemente no es intuitivo, asegura que un evento de precipitación extrema se encuentre caracterizado por una elevada cantidad de precipitación (en relación a cada punto de grid) simultáneamente en una parte significativa de cada una de las zonas.

2. Equivalentemente se ha definido los “eventos de precipitación moderada”. Se ha buscado el percentil P_{50} en cada punto de grid, de manera que si se excede este valor en un 36.6% de los puntos de grid de la zona 1 y un 48.5% de los puntos de la zona 2, se retengan el 50% del número total de días de precipitación en cada una de las zonas. P_{50} ha resultado valer 59.3 en la zona 1 y 52.6 en la zona 2. A este 50% de días lluviosos se le ha quitado el 10% de días de precipitación extrema por lo que los días de precipitación moderada suponen en total un 40% de los días lluviosos.
3. El 50% restante de los días lluviosos que no presenta precipitaciones moderadas ni fuertes se han considerado días de precipitación de carácter leve.

La figura 2.4 muestra las composites de las diferentes categorías de la precipitación para ambas zonas en promedio anual. En el anexo A se presentan los mismos mapas pero a escala mensual para las zonas 1 y 2.

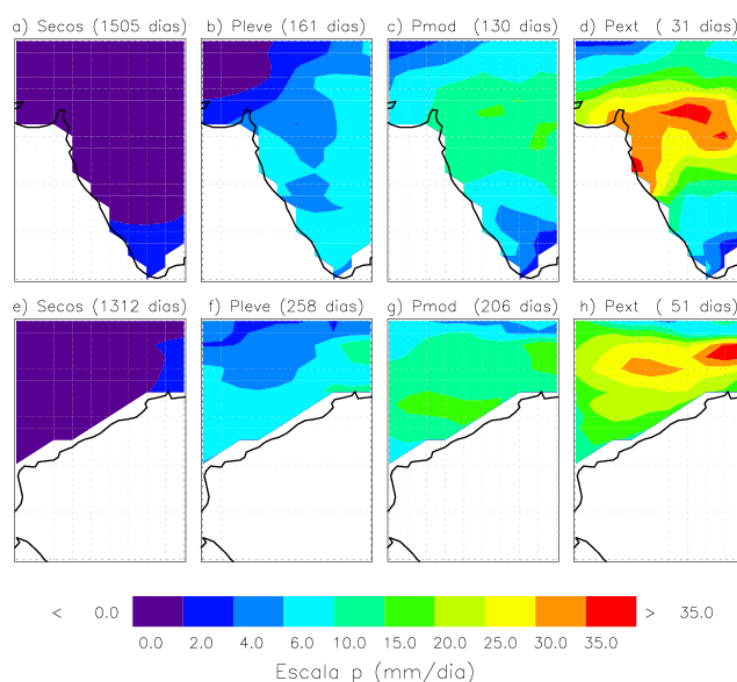


Figura 2.4. Precipitación media anual (mm/día) en la zona 1 y en la zona 2 durante los días (a y e) secos, (b y f) de precipitación leve, (c y g) de precipitación moderada y (d y h) de precipitación de carácter extremo.

Durante los días secos no se superan los 2 mm/día en la mayor parte de ambas zonas (figuras 2.4.a y 2.4.e). En los días de precipitación leve, la mayor parte de las dos zonas presentan lluvias de 4 - 10 mm/día (figuras 2.4.b y 2.4.f). En la zona 1, durante los eventos de precipitación moderada se observan lluvias de 10 - 15 mm/día en la zona correspondiente a la posición habitual de la vaguada del monzón (figura 2.4.c). En la zona 2, los dos centros con lluvias mas fuertes (15 - 20 mm/día) durante los eventos de carácter moderado se sitúan en la parte sur y en las proximidades de Bangladesh (figura 2.4.g). Por último, el aumento general de la precipitación a gran escala durante los eventos extremos queda evidenciado en ambas zonas por las figuras 2.4.d y 2.4.h. Los patrones espaciales de los eventos intensos se corresponden además, de manera aproximada, con las fases activa (zona 1) y de ruptura del monzón (zona 2), cuando la vaguada del monzón se retira a los pies del Himalaya.

2.4. Aplicación de la Metodología

En el presente estudio se han utilizado los resultados de una ejecución del modelo FLEXPART que considera las trayectorias de 1.400.000 partículas de igual masa distribuidas por toda la atmósfera terrestre para el periodo de 5 años comprendido entre el 1 de enero de 2000 y el 31 de diciembre de 2004 (1827 días).

Para la determinación de las regiones fuente de humedad de carácter general, se han seguido todas las partículas localizadas sobre algún punto de las dos zonas de estudio seleccionadas entre el día 1 de enero de 2000 y 31 de diciembre de 2004, calculando para cada uno de los días, la evolución de la humedad de las partículas desde 10 días antes de la llegada a la zonas 1 y 2. Se ha considerado el límite de 10 días como el tiempo medio de permanencia del vapor de agua en la atmósfera (Numaguti, 1999). Durante cada día, el numero medio de partículas existentes (y por tanto seguidas) sobre la zona 1 es de alrededor de 4500. En la zona 2 se encuentran típicamente 2000 partículas sobre la vertical. Estas cifras aseguran la aplicabilidad del modelo sobre las regiones seleccionadas.

Las variaciones individuales de q de todas estas partículas se han promediado espacialmente sobre malla de grid de 1° latitud \times 1° longitud y para diferentes periodos

de 1 a 10 días. En lo sucesivo, $(E - P)_n$ se empleará para designar los valores de los flujos de humedad para el día “n” antes de la llegada al área objetivo. De esta forma, $(E - P)_1$ indicará las regiones donde las partículas que llegarán durante el siguiente día a cualquier punto de zona 1 o la zona 2 han ganado o perdido humedad. De manera similar, $(E - P)_2$ indicará las regiones donde las partículas han ganado o perdido humedad 2 días antes de llegar al área objetivo. Este procedimiento se repetirá para cada día, hasta el día 10 incluido. Para obtener una visión general de las fuentes (y sumideros) de humedad sumaremos los flujos netos de $(E - P)$ desde el día -1 hasta el día -10 $((E - P)_1 + (E - P)_2 + (E - P)_3 + \dots + (E - P)_{10})$ y de aquí en adelante a esta suma se le denominará $(E - P)_{1-10}$.

Una vez determinadas las distintas fuentes de humedad para los flujos dirigidos hacia las zonas 1 y 2, se estudiará su comportamiento en relación a los eventos de precipitación de distinta intensidad acontecidos en las zonas 1 y 2. A estos efectos, se repetirá el proceso anteriormente indicado, aplicando la misma metodología, pero en esta ocasión solo se seguirán hacia atrás en el tiempo, las partículas que residen en la zona 1 y en la zona 2 durante los citados eventos de precipitación.

Características climáticas y sinópticas de los días de precipitación

La humedad disponible en una región, depende de las condiciones prevalentes en la atmósfera. El aporte de humedad desde regiones marinas es, en principio, más sencillo. Depende básicamente de la temperatura (tanto del agua como de las masas de aire sobre ella) y del viento. Por otra parte, es sabido que la mayor parte de los episodios de precipitación suelen ir asociados a unos pocos patrones sinópticos característicos de cada región del planeta. Una gran gama de sistemas sinópticos de naturaleza tropical, incluyendo la vaguada del monzón, ciclones en la troposfera media, vórtices en los niveles bajos y depresiones, se forman en diferentes fases de la evolución del monzón de verano y pueden afectar considerablemente a la distribución de precipitaciones durante el mismo.

En el presente capítulo, se detallarán las principales características climáticas así como los patrones sinópticos más prominentes durante los días de precipitación en cada una de las zonas de estudio. Todo ello nos ayudará a interpretar los transportes de humedad calculados en los siguientes capítulos. La mayor parte de las precipitaciones en la India tienen lugar durante la estación del monzón de verano, por tanto, el presente capítulo se restringirá al periodo de tiempo comprendido entre los meses de junio y septiembre (en adelante JJAS).

Las variables meteorológicas que se emplean son altura geopotencial y viento horizontal, ambas en 850 hPa y 200hPa, y temperatura de la superficie del mar. Los datos diarios de la altura geopotencial y de las componentes zonal y meridional del viento se han obtenido de los datos de reanálisis archivados por NCEP/NCAR con una resolución espacial de 2.5° de longitud/latitud (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001). Los valores diarios de la SST en el océano Índico corresponden a la distribución NOAA - OI SST v2 con una resolución espacial de 0.25° de longitud/latitud (Reynolds et al., 2007).

3.1. Eventos de precipitación en la zona 1

3.1.1. Altura geopotencial

La figura 3.1 muestra la distribución de la altura geopotencial para los días secos de la zona 1 en los niveles de 850 y 200 hPa. Así mismo, se exponen las anomalías de esta misma variable durante los días de precipitación leve, moderada y extrema con respecto a los días secos, también en ambos niveles.

Durante los días secos, se observa claramente una baja térmica sobre Pakistán en el nivel de 850 hPa (figura 3.1.a), así como la característica estacional correspondiente a la vaguada del monzón, que se extiende desde dicha baja térmica, a través del valle del Ganges, hasta el norte de la bahía de Bengala. En la parte oriental de la vaguada del monzón, se advierte también otro centro de bajas presiones, derivado de la frecuente presencia de depresiones y ciclones en esta zona durante el ISM.

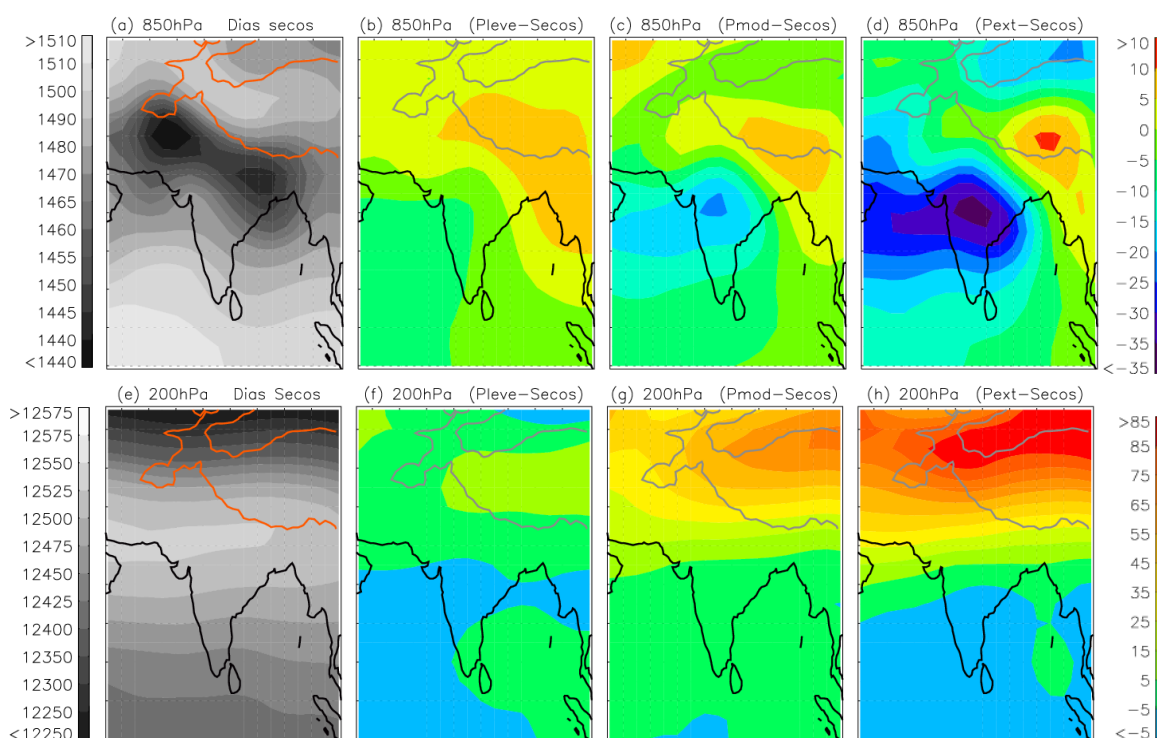


Figura 3.1. Altura geopotencial (m) para (a y e) días secos en la zona 1 en 850 y 200 hPa. Anomalías de la altura geopotencial con respecto a los días secos (m) para (b y f) días de precipitación leve en la zona 1 en 850 y 200 hPa, (c y g) días de precipitación moderada en la zona 1 en 850 y 200 hPa y (d y h) días de precipitación extrema en la zona 1 en 850 y 200 hPa respectivamente. El contorno naranja y los contornos grises denotan las áreas de la meseta del Tíbet con una elevación superior a los 2500 m.

La presión tiende a aumentar al norte de la vaguada y a disminuir al sur de la misma durante los días de precipitación leve, dando lugar a anomalías de presión (figura 3.1.b) que contribuyen a que la posición de la vaguada se encuentre ligeramente más orientada hacia el sur, lo que sucede en el modo activo del monzón tal y como se mostró en la figura 1.14.a. A medida que aumenta la intensidad de la precipitación en la zona 1 (figuras 3.1.c y 3.1.d) este gradiente de presión se hace más pronunciado en torno a la posición de la vaguada. Además, aparece un sistema de bajas presiones en el centro de la India que se extiende hasta el mar Árabe. Al tratarse de estructuras compuestas (de 121 y 31 días para los casos de lluvia moderada y fuerte respectivamente), es imposible conocer cual ha sido la evolución individual de los sistemas sinópticos hasta situarse en el centro de la Península India. Según la literatura, una parte de los LPS que se forman en la bahía de Bengala durante la fase activa del monzón, alcanzan el mar Árabe en su movimiento hacia el oeste. Algunos LPS se forman en el centro de la India, sobre tierra,

y también siguen la trayectoria hacia el oeste. Sólo unos pocos LPS nacen en el mar Árabe y no siempre siguen una trayectoria hacia el este a pesar de que los vientos dominantes durante el ISM lleven este sentido (Krisnamurty y Ajayamohan, 2010). Por otra parte, como ya se ha mencionado, la MJO ha demostrado ser moduladora de los LPS del monzón en la India, particularmente en la zona central (Hoyos y Webster, 2007). Goswami et al. (2003) mostraron que los LPS del monzón de la India son tres veces más probables en la fase activa de la MJO que durante la fase suprimida. Por último, conviene comentar que las anomalías positivas de altura geopotencial que se observan al norte de la India son, debidas a la elevación del terreno, no interpretables desde el punto de vista meteorológico.

En el nivel de 200 hPa, durante los días secos (figura 3.1.e), se encuentra el característico cinturón de altas presiones correspondiente al anticiclón Subtropical y el anticiclón del Tíbet. El gradiente de presión es fuerte al norte (debido al intenso gradiente de temperatura que existe) y más débil hacia el sur.

Durante los días de precipitación leve (figura 3.1.f), la altura de geopotencial en este nivel aumenta entre 5 y 15 m sobre la meseta del Tíbet. Esta anomalía positiva de la presión presenta la misma tendencia que la magnitud de la precipitación (ver figuras 3.1.g y 3.1.h). La formación y mantenimiento del anticiclón del Tíbet se ha atribuido, en primer lugar, a los procesos de calentamiento diabáticos asociados con la lluvia convectiva y profunda del suroeste asiático, aunque también con el calentamiento sensible que tiene lugar sobre la elevada meseta (Hoskins y Wang, 2006). Además, la intensidad del anticiclón del Tíbet se ha correlacionado significativamente con patrones de precipitación locales en la India (Anjum, 2004).

3.1.2. Viento horizontal

En la figura 3.2 se expone el campo de viento horizontal durante los días secos de la zona 1 y las anomalías de la misma variable durante los días de precipitación leve, moderada y extrema con respecto a los días secos en los niveles de 850 y 200 hPa.

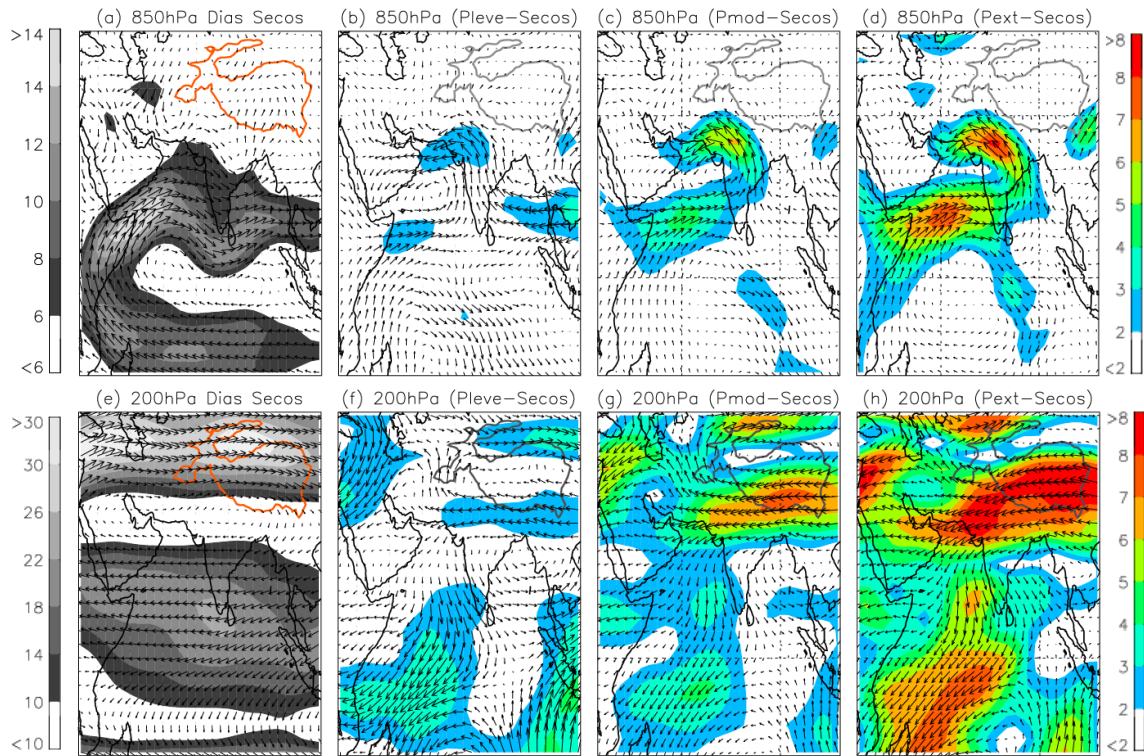


Figura 3.2. Vientos horizontales (m/s) durante los días secos en la zona 1 en (a) 850 hPa y (e) 200 hPa. Anomalías respecto al campo de vientos de los días secos en (b y f) los días de precipitación leve en la zona 1 en 850 y 200 hPa respectivamente, (c y g) los días de precipitación moderada en la zona 1 en 850 y 200 hPa respectivamente y (d y h) los días de precipitación extrema en la zona 1 en 850 hPa y 200 hPa. El contorno naranja de las figuras (a y e) y los contornos grises de las demás figuras denotan las áreas con una elevación superior a 2500 m.

En la figura 3.2.a se aprecia el chorro de Somalia bien definido en 850 hPa, que inyectaría humedad en la zona 1 aunque sin ocasionar precipitaciones en la misma. El viento presenta componente oeste prácticamente sobre toda la India, excepto en la parte noreste (al este de la vaguada del monzón), donde el viento proviene del sur. La máxima velocidad del chorro (15.8 m/s) tiene lugar tras su paso por la costa de Somalia (alrededor de 15°N) y las velocidades mínimas se producen en torno al ecuador y sobre la Península India.

Con la ocurrencia de precipitación en la zona 1 (figuras 3.2.b a 3.2.d), el flujo del chorro de Somalia se intensifica, especialmente tras cruzar el ecuador, surgiendo una marcada anomalía zonal del oeste al sur del mar Arábigo. Otra característica común durante los días de precipitación es la aparición de una anomalía de viento del este al

norte de la zona 1, dando lugar así a una circulación ciclónica centrada en torno a 20°N. La intensidad de estas anomalías sigue la misma tendencia que la magnitud de la precipitación. Se ha señalado a este tipo de anomalías (del oeste en la parte sur de la vaguada del monzón y del este en la parte norte) como características del monzón en estado activo. Las anomalías del oeste estarían indicando un SLLJ más fuerte, que transportaría mas humedad desde el sur y el centro del mar Arábigo realizando así la actividad del monzón. La presencia de anomalías del este facilitan la evaporación y transporte, desde la bahía de Bengala, de humedad hacia el centro de la India (Naidu et al., 2011).

Pai et al. (2011) muestran una anomalía similar de la circulación al norte de la vaguada para la fase de pico de la convección sobre la India asociada a la oscilación de 30 – 60 días (aproximadamente fases 5 y 6 en el índice de Wheeler y Hendon [2004]). No obstante, Hoyos y Webster (2007) muestran también un patrón muy similar al mostrado en las figuras 3.2.b a 3.2.f en su conjunto, pero correspondiendo a la precipitación en el centro de la India relacionada con la variabilidad intraestacional a escala bisemanal. Este patrón respondería a un conjunto de anomalías positivas de la convección que se propagan coherentemente hacia el oeste desde el golfo de Tailandia y el mar de la China meridional y que intensifican la circulación del monzón sobre la India. Estos últimos autores, además, reclasifican estos eventos según la fase convectiva o suprimida de la oscilación de la MJO sobre la India, obteniendo que un 61% de los eventos coinciden con las fases activas de la MJO. Como las anomalías del viento no presentan variaciones en esta ultima reclasificación, concluyen que la mayor variabilidad del QBM se encuentra dentro de la envolvente de la MJO. Ding y Sikka (2006) han afirmado también que en ocasiones esta señal bisemanal sirve para restaurar la fase activa del monzón. En el caso particular de las anomalías de viento de los eventos de precipitación de carácter leve expuestos en la figura 3.2.b, existen unas anomalías marcadamente zonales de viento del oeste sobre la bahía de Bengala. Según Annamalai y Slingo (2001) este patrón es muy consistente con la propagación de las señales bisemanales.

En los niveles altos de la troposfera, el viento es débil sobre la parte septentrional de la India durante los días secos (figura 3.2.e). Al norte de esta región se observan fuertes vientos del oeste sobre la cordillera del Himalaya, con velocidades superiores a 30 m/s. Al sur de esta región, prevalecen los vientos del este que alcanzan la velocidad máxima en el extremo más meridional de la Península India (22.4 m/s).

Los patrones de viento en niveles altos son consistentes con la magnitud de precipitación sobre la zona 1. Durante los días de precipitación (figuras 3.2.f a 3.2.h), sobre la mitad norte de la India se advierte una anomalía de viento del este que, al igual que ocurría con las anomalías de viento de los niveles inferiores, también es más intensa cuanto más fuerte es la precipitación en la zona 1. Esta anomalía, que refuerza el efecto direccionador de los LPS hacia el oeste, se produce como resultado de la intensificación del Anticiclón de Tíbet que, al mismo tiempo, está relacionado con el aumento de la divergencia de aire en altura (que realza, a su vez, la convergencia de humedad en superficie). Además, las anomalías del este dominan sobre la parte oriental de África, lo que indica que el TEJ se intensifica también sobre esta zona en las situaciones del monzón activo.

El ascenso del aire en la vaguada del monzón, junto con el aumento de la divergencia de aire en altura incrementa también la parte ageostrófica del chorro de componente norte. Esta circulación secundaria, que consiste en un flujo que cruza el ecuador, termina sumiéndose al sur del mismo para unirse a la circulación de la célula de Hadley del hemisferio sur (Hoskins y Wang, 2006). Cuando el monzón se encuentra en estado activo, el centro de la circulación de Hadley se encuentra en torno a 5°N con el brazo ascendente alrededor de los 22°N (cubriendo la India completa) y el descendente sobre los 10°S. En la fase de pico del monzón, se produce la máxima intensidad de este patrón (Krishnamurthy y Achuthavararier, 2010). Por tanto, las anomalías de viento encontradas en el presente apartado, son consistentes con una circulación de Hadley regional más profunda que se extiende a un mayor rango de latitudes.

3.1.3. Temperatura de la superficie del mar

En la figura 3.3 se presenta la distribución de la SST en el océano Índico para los días secos de la zona 1 durante JJAS, así como las anomalías de la SST durante los días de precipitación leve, moderada y extrema con respecto a los días secos.

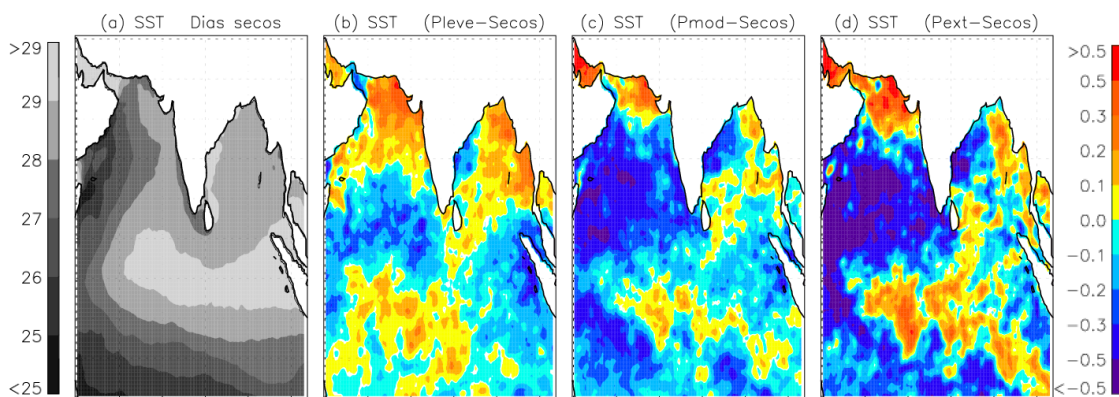


Figura 3.3. Temperatura superficial del mar (°C) durante (a) los días secos en la zona 1. Anomalías de la SST (°C) respecto a los días secos durante los días de precipitación (b) leve, (c) moderada y (d) extrema.

Durante los días secos (figura 3.3.a), se observa claramente la “piscina” de agua caliente del océano Índico (definida como SST > 28°C). Esta región caliente es máxima en abril – mayo, pero en verano se ve reducida sobre la región del océano Índico occidental a causa de la irrupción del viento suroeste, que facilita una mayor evaporación (con pérdidas de calor hacia la atmósfera) y un incremento en el flujo de calor latente en el mar Árabe (Chen, 2006; De Boyer Montégut et al., 2007; Murtugudde et al., 2008). Las SST más cálidas tienen lugar en la zona ecuatorial donde las temperaturas son superiores a 29°C, lo que garantiza la fuente de humedad e inestabilidad atmosférica necesaria para sostener la elevada convección observada en la MJO (Ajayamohan et al., 2010). Al oeste de la bahía de Bengala, la temperatura es también más cálida, lo cual favorece la intensificación de los LPS que vienen del este. Las mínimas temperaturas se advierten en la costa de Somalia. Debido al fuerte flujo del chorro de niveles bajos en esta zona surge un *upwelling* a finales de primavera, enfriando así la SST sobre esta área (Izumo et al., 2008). Además, como la capa de mezcla es poco profunda (15 - 30 m) en verano, la SST en el oeste del mar Árabe es muy sensible a las variaciones en el *upwelling* (Fischer et al. 2002).

En los días de precipitación leve en la zona 1 (figura 3.3.b), la SST disminuye en las latitudes ecuatoriales del océano Índico occidental, lo que es coherente con la intensificación del flujo en esa zona (ver figura 3.2.b). En la bahía de Bengala se observa, en general, un aumento de la SST, que no tiene por qué ser necesariamente incompatible con la propagación de la señal bisemanal sobre la que se especuló en el apartado anterior, puesto que ésta no presenta un alto grado de acoplamiento (Hoyos y Webster, 2007). Con el incremento de la magnitud de la precipitación en la zona 1, la circulación del monzón se había intensificado (figuras 3.2.c y 3.2.d) pero, además, el SLLJ debe haber ganado humedad para afectar las SST locales, enfriando así la superficie a lo largo de su trayectoria (figuras 3.3.c y 3.3.d). Han et al. (2006) afirman que el viento es la principal fuerza moduladora de la SST sobre el mar Árabe durante el ISM. Cuando el viento del suroeste se intensifica se enfría la cuenca. Cuando las anomalías del viento muestran el sentido contrario (como ocurre al norte del mar Árabe los días de precipitación) el monzón del suroeste se debilita y se calienta la superficie del mar.

3.2. Eventos de precipitación en la zona 2

3.2.1. Altura geopotencial

En la figura 3.4 se expone la altura geopotencial media durante los días secos en la zona 2 en los niveles de 850 y 200 hPa, así como el comportamiento medio de las anomalías de la altura geopotencial en periodos de precipitación leve, moderada y extrema con respecto a los periodos secos, también en ambos niveles.

Durante los periodos secos en la zona 2 (figura 3.4.a) se observa la baja térmica sobre Pakistán y la vaguada del monzón en el nivel de 850 hPa, sin embargo, ambos sistemas son menos profundos que en el caso de los días secos en la zona 1. No se aprecian LPS embebidos en el sector oriental de la vaguada.

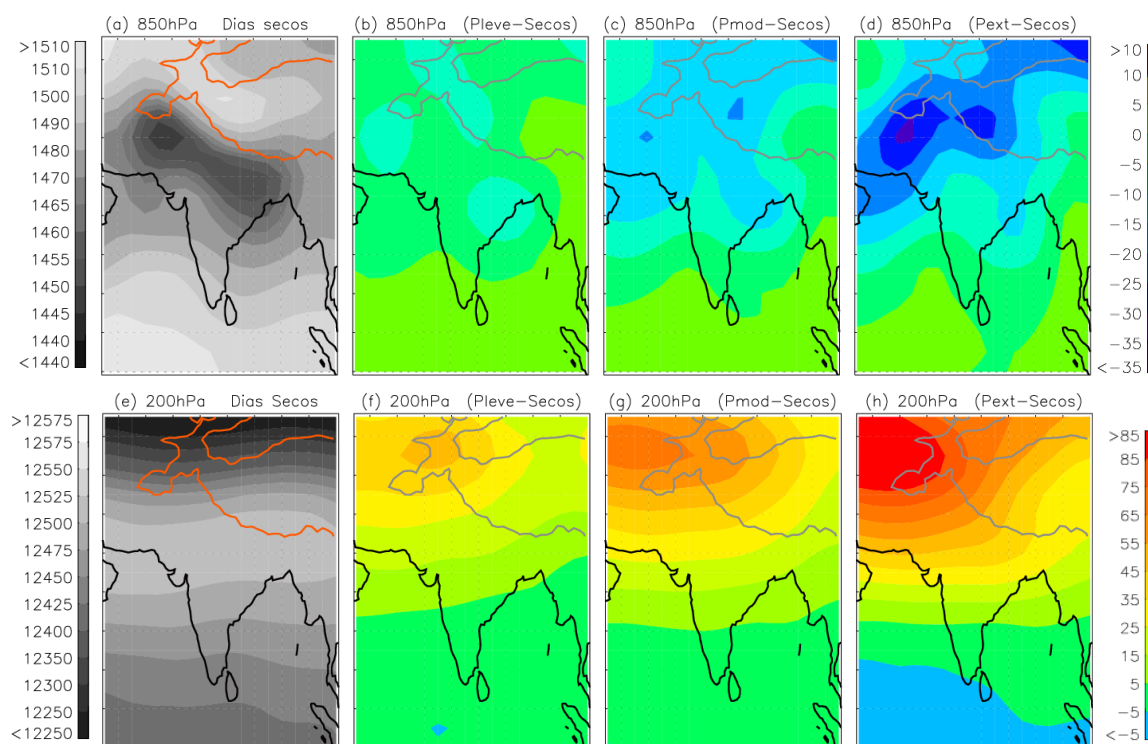


Figura 3.4. Altura geopotencial (m) para los días secos en la zona 2 en (a) 850 y (e) 200 hPa. Anomalías de la altura de geopotencial con respecto a los días secos (m) para (b y f) días de precipitación leve en la zona 2 en 850 y 200 hPa, (c y g) días de precipitación moderada en la zona 2 en 850 y 200 hPa y (d y h) días de precipitación extrema en la zona 2 en 850 y 200 hPa respectivamente. El contorno naranja y los contornos grises denotan las áreas de la meseta del Tíbet con una elevación superior a los 2500 m.

Con la ocurrencia de precipitación en la zona 2 (figuras 3.4.b a 3.4.d) aparecen anomalías negativas de la altura geopotencial sobre toda la India. Las anomalías más negativas se sitúan en la parte septentrional, en correspondencia con la vaguada del monzón más al norte que en la zona 1. En la cabeza de la bahía de Bengala (sobre la propia zona 2) destaca la presencia de LPS, sistema sinóptico muy característico de la precipitación en la India oriental. Como se ha comentado en el apartado correspondiente a la zona 1, el acontecimiento de LPS puede suceder in situ sobre la bahía de Bengala. No obstante, también se ha propuesto que los periodos activos del monzón en la bahía de Bengala, el noreste de la India, y Myanmar están asociados con la ISO de 30 – 60 días (Webster et al., 2006; Hoyos y Webster, 2007) que se propaga realzando una circulación ciclónica transitoria en el norte de la bahía de Bengala. Por otra parte, la baja sobre Pakistán se vuelve más profunda al tiempo que aumenta la intensidad de la precipitación en la zona 2 (con mínimos de 1435, 1426 y 1416 mgp para los días de

lluvia leve, moderada y fuerte respectivamente). Bollasina y Nigam (2011) sugieren que esta baja, que se forma en mayo por origen térmico (intenso calentamiento de la superficie de la tierra - y la atmosfera sobre ella – por la radiación solar), se vuelve más profunda en junio/julio debido a forzamientos regionales y remotos. Según estos autores, el desarrollo de convección profunda en la bahía de Bengala y este de la India genera una corriente descendente sobre Irán /Turkmenistán /Afganistán (es decir, al este del mar Caspio), de forma que los vientos de niveles bajos asociados con componente norte interaccionan con la orografía regional sobre las montañas de Elburz–Zagros–Hindu Kush intensificando las bajas presiones. Por último, sobre la meseta de Tíbet también disminuye la presión, especialmente en la parte occidental, pero de nuevo, en este nivel es difícil interpretar las anomalías de la altura geopotencial a 850 hPa debido a la elevación del terreno.

En el nivel de 200 hPa se manifiesta el anticiclón del Tíbet durante los periodos secos (figura 3.4.e), aunque más débil que durante los días sin precipitaciones en la zona 1. Una anomalía positiva de la presión en altura al oeste del anticiclón del Tíbet (y no sobre la propia meseta como en la zona 1) se presenta durante los periodos húmedos de la zona 2 (figuras 3.4.f a 3.4.h). Ding y Wang (2006) han propuesto que esta anomalía intraestacional, que se encuentra embebida en el chorro subtropical de latitudes medias (aproximadamente a los 35°N), interacciona de forma indirecta con el monzón surasiático haciendo que su actividad fluctúe, aunque no han planteado una explicación para este modo de funcionamiento. Recientemente, Watanabe y Yamazaki (2012) examinaron los mecanismos que unen estas anomalías intraestacionales de latitudes subtropicales con la circulación del monzón asiático basándose en análisis de composites de series diarias. Observaron un descenso anómalo sobre la pendiente de la cordillera Hindu Kash (entre 30° y 40°N), de forma que esta subsidencia es más fuerte cuanto más intensa es la anomalía. Al sur de la anomalía observan un vuelco en la circulación por debajo de 500 hPa, lo que lleva al desarrollo de la anomalía ciclónica en niveles bajos sobre Pakistán y el desierto del Thar. Watanabe y Yamazaki (2012) mencionan que este anticiclón puede influenciar no sólo al monzón del sur de Asia, sino también al monzón del este asiático a través de la propagación hacia el este de

anomalías cuasi-estacionarias, tanto en los niveles superiores como inferiores de la troposfera.

3.2.2. Viento horizontal

En la figura 3.5 se expone el campo de viento horizontal durante los días secos en la zona 2 y las anomalías del viento durante los días de precipitación leve, moderada y extrema con respecto a los días secos en los niveles de 850 y 200 hPa.

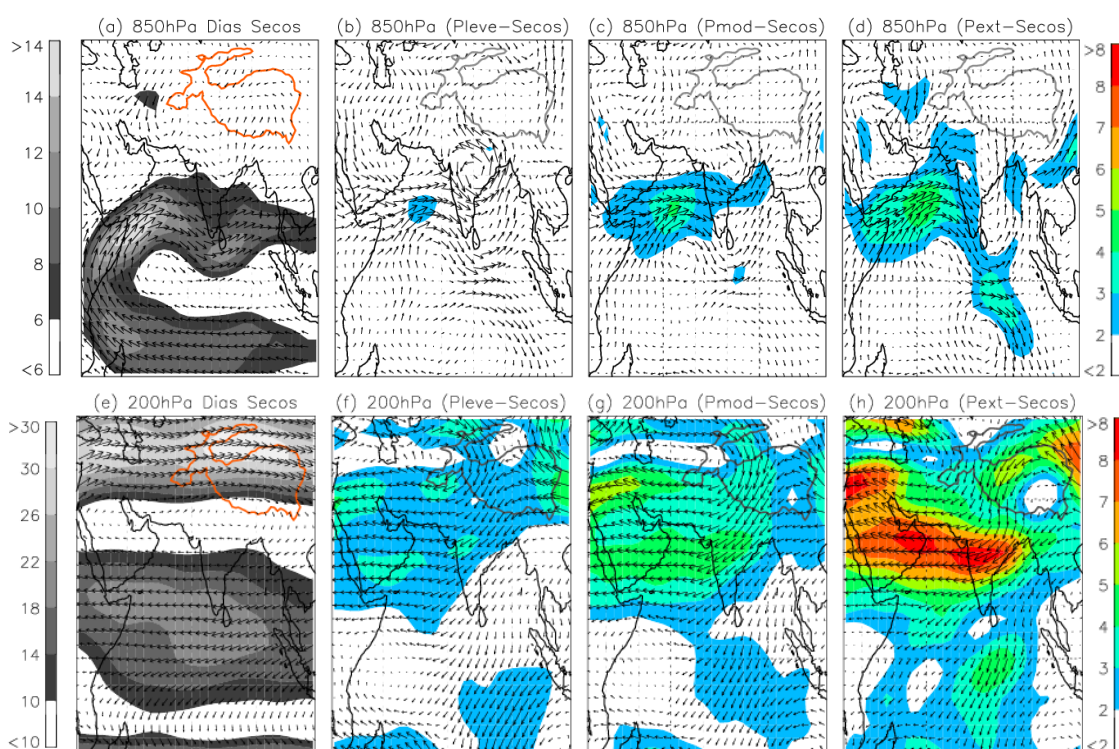


Figura 3.5. Vientos horizontales (m/s) durante los días secos en la zona 2 en (a) 850 hPa y (e) 200 hPa. Anomalías respecto a los días secos de (b y f) los días de precipitación leve en la zona 2 en 850 y 200 hPa respectivamente, (c y g) los días de precipitación moderada en la zona 2 en 850 y 200 hPa respectivamente y (d y h) los días de precipitación extrema en la zona 2 en 850 hPa y 200 hPa. El contorno naranja de las figuras (a y e) y los contornos grises de las demás figuras denotan las áreas con una elevación superior a los 2500 m.

El SLLJ también se encuentra claramente establecido durante los días secos de la zona 2 (figura 3.5.a), con una velocidad máxima de 16 m/s tras su paso por la costa de Somalia. Las velocidades mínimas, al igual que en el caso de la zona 1, tienen lugar en torno al ecuador y sobre la Península India. El viento en la mitad norte de la Península presenta velocidades inferiores a 6 m/s.

Durante los periodos húmedos en la zona 2 (figuras 3.5.b a 3.5.d), el chorro de Somalia se acelera sobre el mar Arábigo. Además, se observa un pequeño giro anticiclónico sobre el ecuador (al SW de la India) precediendo a una anomalía de viento zonal del oeste en la misma latitud (al SE de la India), que se separa en dos circulaciones ciclónicas, una en cada hemisferio. Este patrón de viento es consistente con la propagación de la MJO sobre el océano Índico tropical oriental, donde aparecen frecuentemente vórtices ciclónicos gemelos a ambos lados del ecuador tras una convección muy activa (Frank y Roundy, 2006; Schreck y Molinari, 2009). Estos vórtices representarían la respuesta de las ondas de Rossby ecuatoriales al intenso calentamiento (Molinari et al., 2007; Gall et al., 2010).

Durante los días de precipitación leve y moderada se observa, además, otro giro ciclónico en la cabeza de la bahía de Bengala, que corresponde a los centros de bajas presiones expuestos en las figuras 3.4.b y 3.4.c. Como se ha comentado en el apartado anterior, gran parte de los LPS en esta zona también ocurren en conjunción con la propagación de la ISO de 30 - 60 días (Goswami et al., 2003; Krisnamurty et al., 2007). En los periodos de precipitación extrema (figura 3.5.d), no se observa una circulación ciclónica cerrada sobre la zona 2. Sin embargo, se producen vientos del suroeste más intensos sobre Myanmar. Según Houze et al. (2007) este es el flujo típico que se desarrolla tras la ocurrencia de depresiones en la cabeza de la bahía de Bengala y que produce precipitaciones de origen estratiforme sobre Myanmar, ya que las células convectivas se colapsan al estar sujetas a elevación orográfica. Se han calculado las anomalías de viento con respecto a los días secos de las composites de los 5 días anteriores a los días de precipitación extrema. El resultado obtenido (imagen no mostrada) indica que durante el día -5 una circulación ciclónica cerrada se sitúa entre la bahía de Bengala y el este de la India, avanzando hacia el noroeste ya que en los días -4 y -3 se encuentra sobre el centro de la Península India.

La presencia de ciclones o depresiones en la cabeza de la bahía de Bengala y el citado viento del suroeste sobre Myanmar no sucederían de forma simultánea con la ocurrencia de vórtices gemelos ecuatoriales (que se relacionan con altas presiones sobre la India y la bahía de Bengala). Por tanto, podría ser que en los eventos de precipitación

seleccionados para la zona 2 se estén mezclando varias situaciones sinópticas distintas que generen precipitaciones en la zona.

Durante los periodos secos, el viento en niveles altos sobre la zona 2 es débil y se encuentra comprendido entre fuertes vientos del este hacia el sur y del oeste al norte (figura 3.5.e).

En los periodos húmedos (figuras 3.5.f a 3.5.h), en el nivel de 200 hPa se observan vientos anómalos del NE sobre la India. Hacia el oeste y noroeste de la India, las anomalías de viento del este, que adquieren un marcado carácter zonal, abarcan una gran superficie que se extiende hasta el norte de África. Así mismo, se observa una divergencia de aire que, desde la bahía de Bengala, se dirige hacia el hemisferio sur. Esta circulación se presenta a una longitud más oriental que la observada durante la precipitación en la zona 1.

3.2.3. Temperatura de la superficie del mar

En la figura 3.6 se expone el patrón espacial de la SST en el océano Índico durante los periodos secos en la zona 2. Así mismo, se muestra la distribución de las anomalías de la SST para los días de precipitación leve, moderada y extrema con respecto a los días secos

La distribución espacial de la SST durante los días secos en la zona 2 (figura 3.6.a) es bastante similar a la mostrada en la figura 3.3.a para los días secos en la zona 1. La extensión de la “piscina” de agua caliente es aproximadamente igual, y sobre el ecuador se alcanzan temperaturas superiores de 29°C. También las temperaturas mínimas se sitúan en la costa de Somalia.

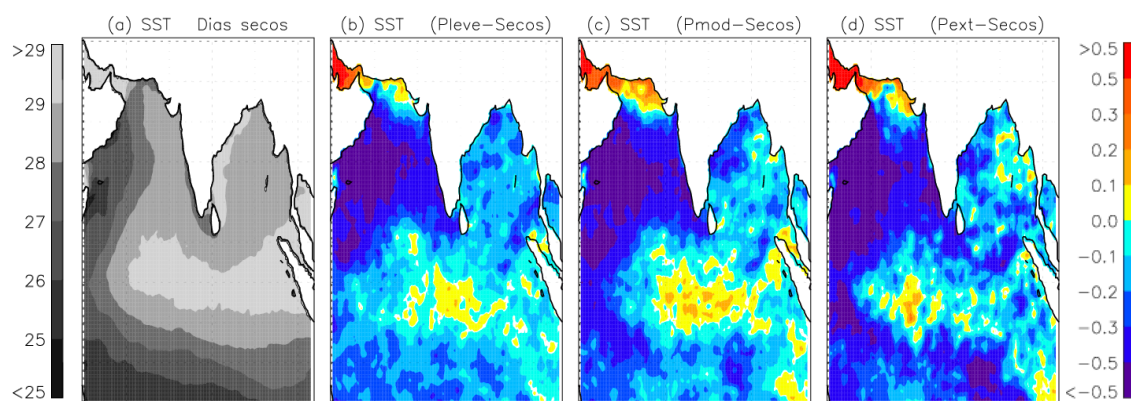


Figura 3.6. Temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$) durante (a) los días secos en la zona 2. Anomalías de la SST ($^{\circ}\text{C}$) respecto a los días secos durante los días de precipitación (b) leve, (c) moderada y (d) extrema.

Las anomalías de la SST obtenidas durante los días con precipitación (figuras 3.6.b - 3.6.d) muestran una mayor extensión en el enfriamiento de la superficie del mar que en el caso de la zona 1. La situación general, en la que las anomalías son negativas en todo el océano Índico, excepto en el área ecuatorial adyacente a Sumatra, son consistentes con el desarrollo de la fase activa de la ISO de 30 a 60 días en la bahía de Bengala mostrada por Hoyos y Webster (2007).

Las anomalías negativas de la SST sobre la superficie del océano Índico y mar Árabe sobre la que fluye el chorro de Somalia son más intensas. Pero, quizás, la principal diferencia con respecto a las anomalías de la SST obtenidas para los casos de precipitación en la zona 1 (figura 3.3.b a 3.3.d) se obtiene en la bahía de Bengala, donde las anomalías son negativas. Vecchi y Harrison (2002) describen la variabilidad de las anomalías intraestacionales de la SST en la cuenca de la bahía de Bengala, que están asociadas a los cambios en los vientos superficiales a gran escala y la convección atmosférica. En condiciones de convección atmosférica, la SST de la bahía de Bengala se enfría y, posteriormente, sigue un periodo de calentamiento hasta que la convección regresa. Parece existir una fuerte relación entre el mínimo de la SST y la duración de la posterior ruptura del monzón.

3.3. Resumen y conclusiones

En las secciones anteriores se han descrito las principales características de la altura geopotencial, viento horizontal y temperatura de la superficie del mar para los periodos secos y húmedos (con distinta intensidad en la precipitación) en las dos zonas de estudio. Conviene en este punto recapitular y ofrecer un breve resumen de las estructuras descritas.

En los niveles inferiores de la atmósfera, las precipitaciones están controladas por bajas presiones en el centro de la India y mar Arábigo en la zona 1. En la zona 2 se relacionan con la existencia de depresiones en la cabeza de la bahía de Bengala y la intensificación de la baja térmica de Pakistán, aunque esta última característica podría tratarse de un efecto remoto. La vaguada del monzón está desplazada hacia el sur durante los días de precipitación en la zona 1 y situada más al norte durante los periodos húmedos en la zona 2.

En niveles superiores, las anomalías positivas de presión al norte del anticiclón del Tíbet (este de 80°E) se asocian con la intensidad de las lluvias de la zona 1, y las anomalías positivas al este del mismo, sobre la dorsal subtropical situada sobre Irán-Afganistán (oeste de 80°E), con la de la zona 2.

La intensidad del chorro de Somalia de niveles bajos (del oeste tras cruzar el ecuador), la magnitud de la precipitación tanto en la zona 1 como en la zona 2 y la intensidad del chorro tropical del Este (sobre la India y áreas adyacentes hacia el oeste) se encuentran sincronizados durante el periodo de estudio. La existencia de una circulación meridional secundaria en altura también es un indicador de la actividad del monzón.

Las anomalías de la SST (negativas durante los periodos húmedos) son coherentes con la definición del monzón, puesto que la circulación del monzón es más intensa cuanto más diferencia de temperaturas haya entre la superficie del mar y de la tierra.

La precipitación, tanto en la zona 1 como en la zona 2, parece estar influenciada por el desarrollo de la ISO de 30 a 60 días del monzón. Sin embargo, se detectan señales de máxima convección en el océano Índico oriental durante los episodios de precipitación en la zona 2 (circulación superficial caracterizada por un típico patrón de Gill, con dos anomalías correspondientes a giros de Rossby ciclónicos hacia el oeste y vientos zonales anómalos dirigiéndose hacia el este desde el centro de convección). Este patrón, junto con el hecho de que la vaguada se sitúe en promedio más al norte que en los casos de lluvias en la zona 1, indica que pueden ocurrir eventos de precipitación en la zona 2 durante periodos de ruptura del monzón.

Excepto las particularidades indicadas en el párrafo anterior, los resultados obtenidos son coherentes con las características fundamentales del monzón. Así mismo, los resultados son congruentes con la hipótesis planteada en el capítulo 1, ya que se podría producir un sistema de retroalimentación entre la advección de humedad y la liberación de calor latente por la lluvia, que acentúa las diferencias térmicas entre el mar y la tierra y, por tanto, la circulación del monzón. En los siguientes capítulos se analizará el papel que juega la advección de humedad en este mecanismo.

Fuentes de humedad en la zona 1

En el presente capítulo se analizan las regiones en las que las masas de aire que se dirigen específicamente a la zona 1 se cargan de humedad.

En la primera sección, se localizan las principales regiones fuente de humedad para la zona 1. Para ello, se ejecuta el modelo de dispersión para todas las partículas localizadas sobre algún punto de la zona 1 entre el día 1 de enero de 2000 y 31 de diciembre de 2004 (1827 días), calculando para cada uno de los días, la evolución de la humedad de las partículas hasta 10 días antes de la llegada a la zona. En la segunda sección, se separa el transporte general de humedad realizado en la sección anterior (y que puede o no dar lugar a precipitación), con el transporte de humedad relacionado con la ocurrencia efectiva de precipitación en la zona 1. En este caso, se ejecuta el modelo de dispersión pero considerando, por una parte, únicamente los días en los que se

registraron precipitaciones en la zona 1 y, por otra, los días secos. En la sección tercera se analiza el comportamiento de las diferentes regiones fuente de humedad en función de la intensidad de las precipitaciones registradas en la zona 1. En la sección cuarta se exponen las principales conclusiones de este capítulo.

4.1. Regiones fuente de carácter general en la zona 1.

En primer lugar se localizan las principales regiones fuente de humedad que afectan a la zona 1. Seguidamente, se cuantifican las recargas de humedad efectuadas en las regiones seleccionadas, determinándose el desfase entre la llegada de humedad y el día en el que se efectuó la carga.

4.1.1 Determinación de las regiones fuente de humedad.

En la figura 4.1 se exponen los resultados de los flujos de humedad dirigidos hacia la zona 1 durante el día -1 (intercambios de humedad de todas las partículas un día antes de su llegada a la zona 1), el día -2 (ídem para el mismo conjunto de partículas pero dos días antes de su llegada), día -3, día -5, día -10 y finalmente la integral para todos los días entre el -1 y el -10.

Se puede observar claramente la evolución de la dispersión de las partículas que permanecen en las proximidades de la zona 1 (Z_1) el día -1, extendiéndose progresivamente desde el norte del océano Índico occidental hacia el sur del mismo a lo largo de la costa este de África hasta las latitudes de Madagascar, donde gira en dirección este. Este flujo de partículas, que constituye el principal suministro de humedad en la Z_1 , corresponde evidentemente al chorro de Somalia (en adelante CHS¹). En comparación con la dispersión hacia el océano Índico, el resto de áreas son en promedio reducidas. Destacan los altos valores de E - P sobre la propia Z_1 (reciclado)

¹ La región CHS representa a toda la superficie que encontrándose aproximadamente a lo largo del chorro de Somalia es fuente de humedad para la zona 1. Notar que dicha región, a pesar de estar relacionada con el chorro es distinta a éste, que suele denominarse con el acrónimo inglés SLLJ.

día -1 (figura 4.1.a). Así mismo, se pueden distinguir dos zonas más, situadas sobre tierra. Una de ellas es el territorio limítrofe a la Z_1 por el septentrión occidental (NOZ_1), que presenta valores positivos de $E - P$ durante los diez días anteriores a la entrada de las partículas en la zona (figuras 4.1.a - 4.1.e). La segunda región fuente continental es más remota, se ubica al SE del mar de Aral y se aprecia desde el día -5 y hasta el día -10 precedentes a la llegada de las partículas a la Z_1 (figuras 4.1.d, 4.1.e, 4.1.f).

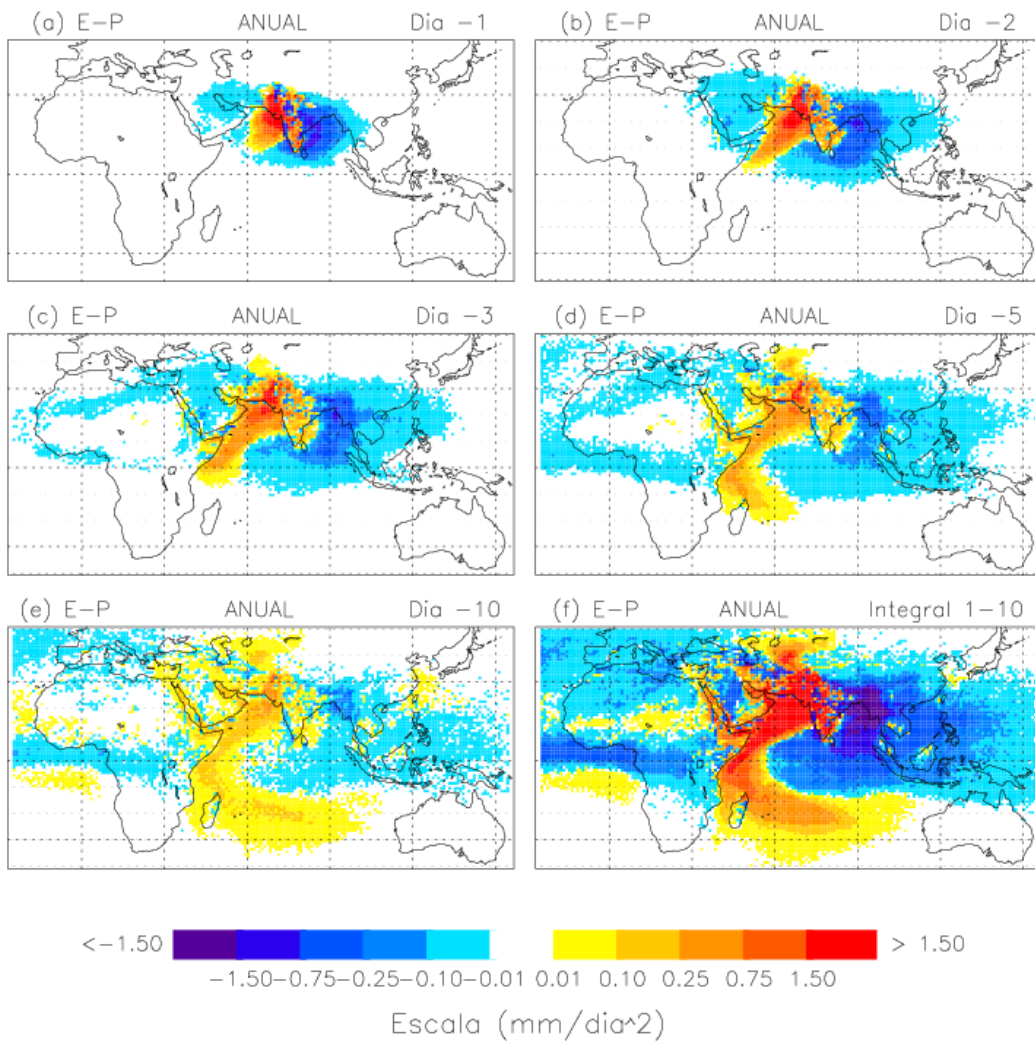


Figura 4.1. Distribución de $E - P$ correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 1. Se muestran las contribuciones a $E - P$ para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

Merece la pena comentar que parte de la humedad disponible en esta región, por la que discurren los ríos Amu-Darya and Syr-Darya, es muy probablemente de origen

antropogénico. Las aguas de los citados ríos tradicionalmente han supuesto el 90% del suministro de agua dulce en el mar de Aral (Khan et al., 2004), pero hoy en día se han desviado para regadío (Alekseeva et al., 2009). La importancia de esta región en cuanto a los aportes de humedad hacia la zona 1 es limitada, puesto que las partículas pierden gran parte de la humedad que transportan al pasar sobre las cordilleras montañosas de Hindu Kush y de Karakorum. Por lo tanto, no se va a considerar para su análisis en la presente tesis.

El comportamiento de las regiones fuente identificadas hasta el momento se modifica a lo largo del año. Seguidamente se exponen las diferencias mensuales observadas en las distintas fuentes de humedad. Se muestra, a modo de ejemplo, la distribución espacio-temporal de las regiones fuente y sumidero para enero (figura 4.2), un mes con precipitaciones escasas en el trópico norte, y julio (figura 4.3), un mes de la estación húmeda o lluviosa. En el anexo B1 se exponen las regiones fuente y sumidero de Z_1 para todos los meses del año (figura B1.1 a figura B1.12).

La región del Índico occidental inyecta agua hacia la Z_1 durante los meses de enero a septiembre. Sin embargo, es durante el periodo de los meses desde mayo hasta septiembre cuando el chorro somalí alcanza la Z_1 , siendo las aportaciones considerablemente superiores. En la Z_1 se efectúa reciclado de humedad durante todo el año excepto para los meses de junio, julio y agosto. La región NOZ_1 actúa como fuente neta de humedad desde el día -1 al -10 para todos los meses. Finalmente, cuando se realiza el análisis a escala mensual, se observa que la región de la bahía de Bengala (BB en lo sucesivo), constituye una fuente sustancial de humedad para Z_1 durante los meses entre octubre y marzo (véase como ejemplo la figura 4.2). Por tanto, parece claro que debe incluirse esta región si se pretende estudiar la estacionalidad de las fuentes de humedad.

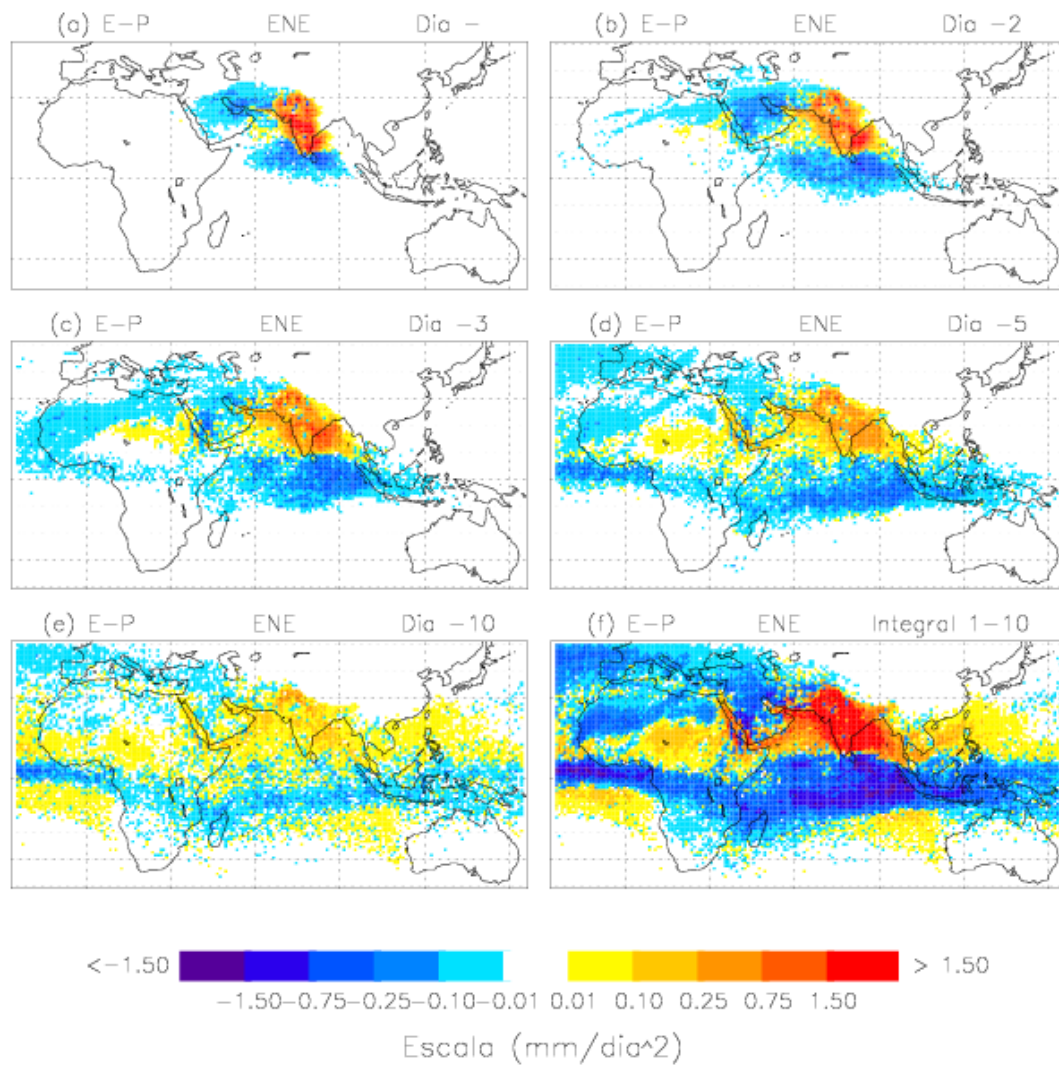


Figura 4.2. Distribución de E-P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 1 durante el mes de enero. Se muestran las contribuciones a E-P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

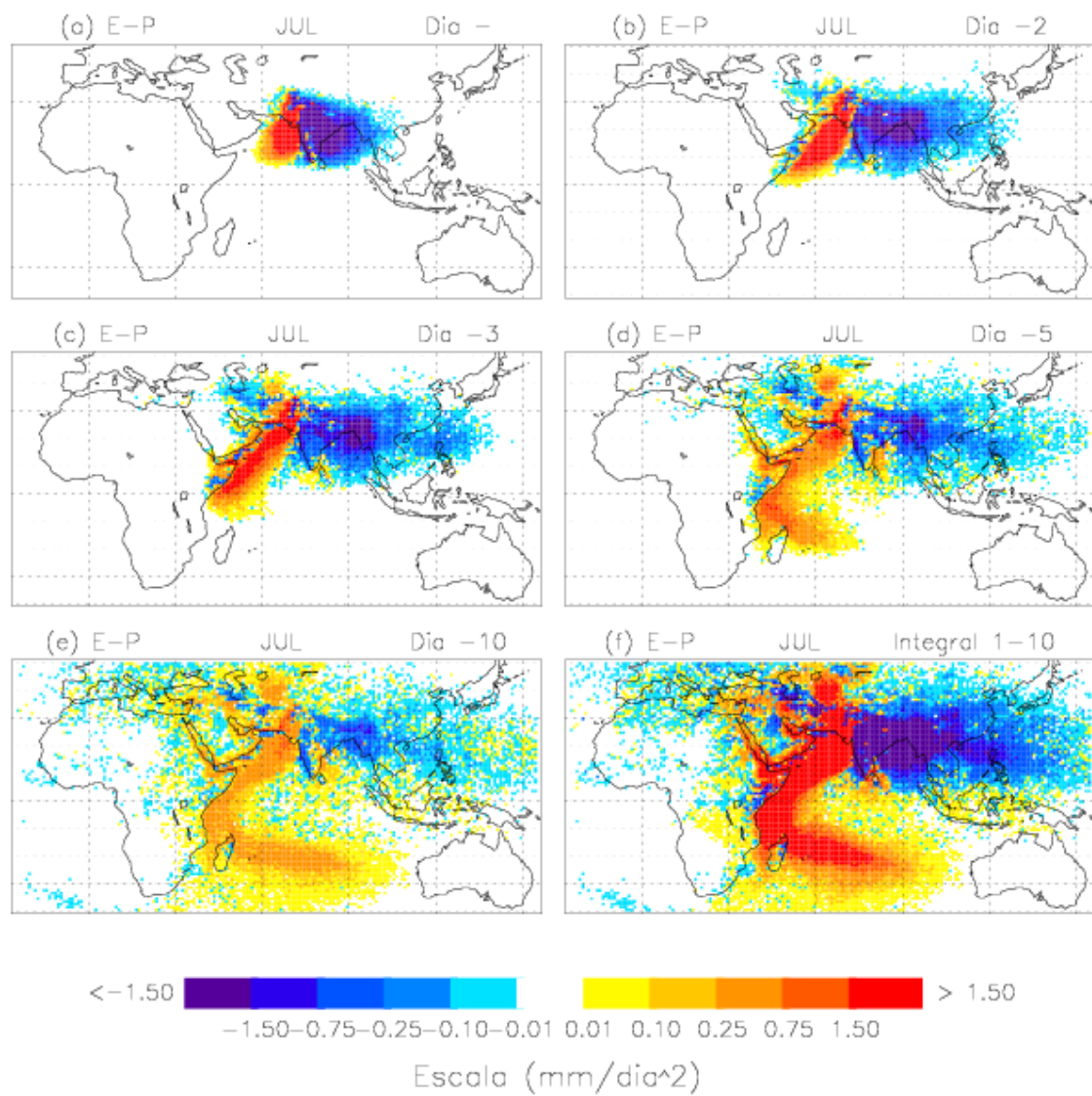


Figura 4.3. Distribución de E-P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 1 durante el mes de julio. Se muestran las contribuciones a E-P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

En función de este resultado, se han seleccionado para su análisis 4 regiones fuente de humedad (figura 4.4). En la tabla 4.1 se detalla la extensión y los límites de las mismas. Las regiones se han definido sobre una malla de $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución con objeto de compatibilizarla con el modelo de dispersión.

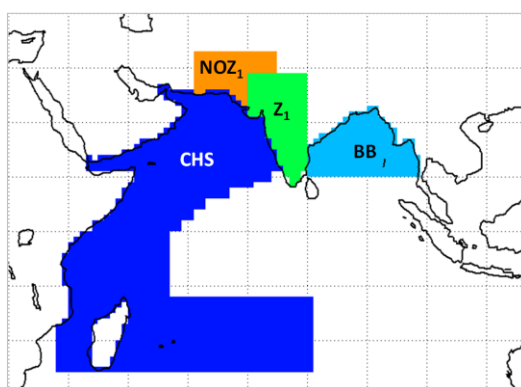


Figura 4.4. Regiones fuente de humedad para la zona 1.

Región	Límites	Color en la figura	Área (km ²)
CHS	Superficie oceánica. Paralelos máx y mín: -15°S y 25°N . Meridianos máx y mín: 36°E y 80°E .	Azul oscuro	$1.52 \cdot 10^7$
Z ₁	Superficie terrestre entre 8.5°N - 28.5°N y 70.5°E - 79.5°E .	Verde	$2.09 \cdot 10^6$
NOZ ₁	Superficie terrestre entre 20.5°N - 28.5°N y 61.5°E - 70.5°E y entre 28.5°N - 33.5°N y 61.5°E y 75.5°E .	Naranja	$1.56 \cdot 10^6$
BB	Superficie oceánica entre 11.5°N - 23.5°N y 80.5°E - 98.5°E .	Azul claro	$2.33 \cdot 10^6$

Tabla 4.1. Denominación, límites geográficos y extensión de las fuentes de humedad definidas en la zona 1.

4.1.2. Cuantificación del transporte de humedad.

La determinación de regiones fuente de área fija, efectuada en el apartado anterior, permite realizar la integral de área de los flujos de humedad desde cada una de las regiones. En la figura 4.5 se muestran los valores de las integrales en promedio anual.

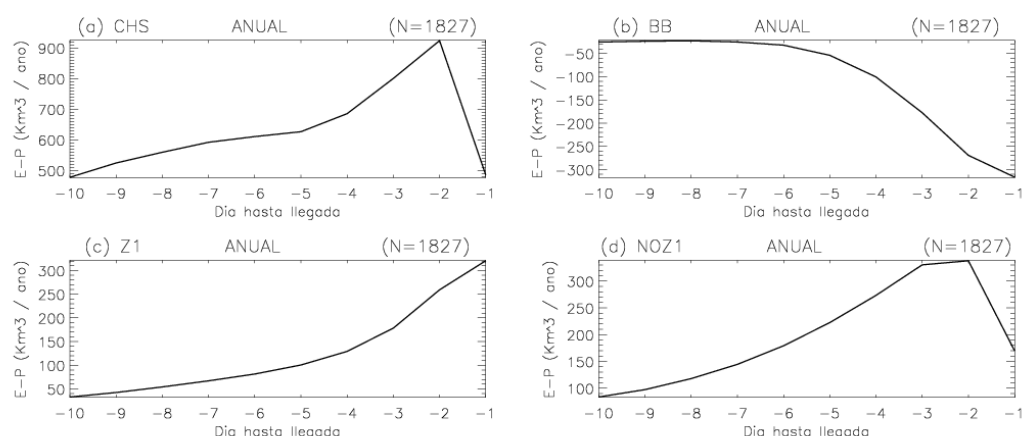


Figura 4.5. E-P neta anual integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente de Z_1 seleccionadas desde los días -1 a -10. Entre paréntesis en el extremo superior derecho de cada figura se indica el número de días utilizados en el cálculo.

En términos del flujo neto de agua, en promedio anual, el CHS es la fuente más importante de vapor para los 10 días, con aportaciones que pueden llegar hasta los $900 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (figura 4.5.a). Las partículas que atraviesan esta región el día anterior a su llegada a la Z_1 aún se encuentran ganando humedad a un ritmo inferior, conteniendo cantidades en torno a los $500 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. En la figura 4.5.c se observa la importancia que posee el reciclado, alcanzando recargas de hasta $320 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para el día -1. Un comportamiento similar presenta la zona NOZ_1 (figura 4.5.d), pero al encontrarse más lejos de la región de destino que la propia Z_1 , las recargas son más intensas durante los días -2 y -3, alcanzando un máximo de $340 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para el día -2. En el caso de esta región fuente, las partículas muestran un gran decremento en las aportaciones de humedad el día -1 precedente a su llegada a la Z_1 . Finalmente, en la figura 4.5.b, se expone la integral para la zona BB. En esta figura se observa que al integrar esta área durante todos los días del año la región se comporta en como un sumidero neto de humedad.

En las figuras 4.6 y 4.7 se presenta la integración desde los días -10 a -1 de los flujos netos de humedad sobre las áreas de las distintas regiones fuente para los meses de enero y julio respectivamente. Al igual que para la distribución espacial de las regiones fuente y sumidero de humedad, en el anexo B1 se exponen las integraciones de

los flujos de humedad que se dirigen a Z_1 para todos los meses del año (figura B1.13 a figura B1.24)².

Como se ha mencionado, el CHS alcanza la Z_1 durante los meses de mayo a septiembre. En estos meses se pueden observar aportaciones de humedad desde regiones tan alejadas como las costas de Madagascar, siendo los valores de las recargas durante los meses de julio y agosto superiores a $1000 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ ya desde el día -10. La máxima recarga se produce durante el mes de julio con $2800 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para el día -2. Por el contrario, en el periodo desde enero hasta abril tienen lugar las aportaciones más reducidas, el mínimo aporte se produce en el mes de enero con un valor máximo de $115 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para el día -2. Durante los meses desde octubre a diciembre en la región del Índico Occidental se registran valores de E-P positivos bastante antes de llegar las partículas a Z_1 , pero los días inmediatamente anteriores a la llegada, la región constituye un sumidero de humedad.

En la región Z_1 el mayor aporte interno de humedad desde la propia zona tiene lugar durante el mes de abril, cuando las temperaturas son máximas sobre la India (Kothawale et al., 2010) siendo éste de $1200 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. Los menores aportes internos de la zona el día anterior a la llegada se producen durante mayo y septiembre, meses anterior y posterior a que la región actúe como un sumidero de humedad, con máximos de 600 y $190 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ respectivamente. En julio y agosto se alcanzan pérdidas de humedad de $1200 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ durante el día -1.

En la NOZ_1 no se observan diferencias mensuales demasiado elevadas en cuanto a la magnitud de las aportaciones. Según muestra la integral de área, los máximos aportes se encuentran comprendidos entre los días -4 y el -2 antes de la llegada. Los valores oscilan entre los $120 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ del mes de enero y los $600 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ del mes de mayo, mes en que acontecen las máximas temperaturas sobre la baja térmica de Pakistán (Bollasina y Nigam, 2011).

² La unidad $\text{km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ es muy empleada para cuantificar el flujo de agua dulce a escala climática. En esta Tesis se mantiene, además, esta unidad para las integrales mensuales con objeto de facilitar la comparación. Para obtener el valor mensual, bastaría dividir el valor representado por 12.

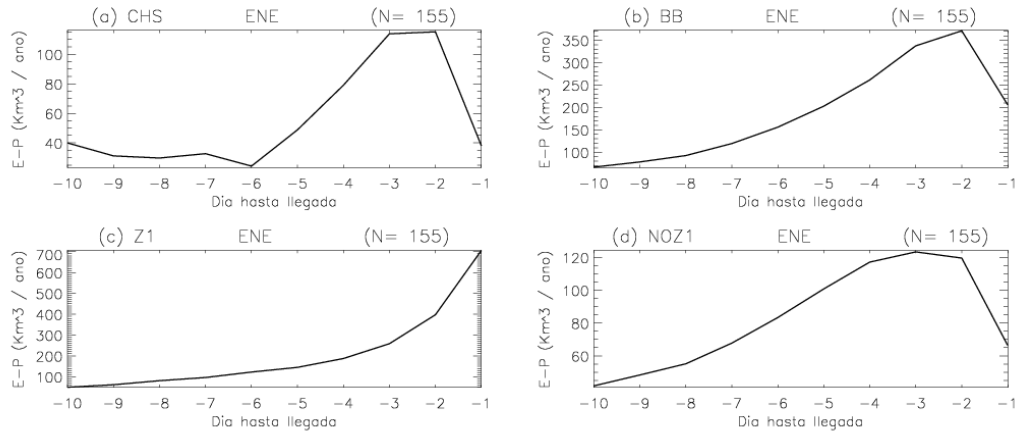


Figura 4.6. E-P neta integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente seleccionadas desde los días -1 a -10 para el mes de enero.

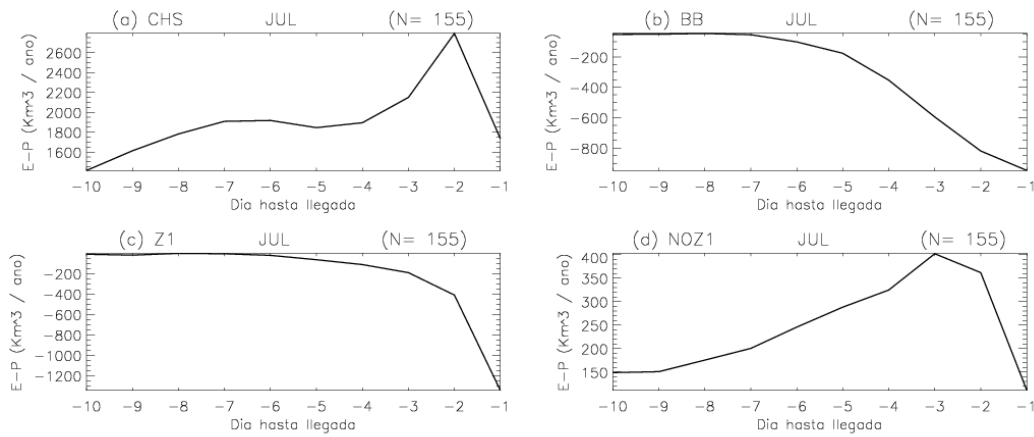


Figura 4.7. E-P neta integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente seleccionadas desde los días -1 a -10 para el mes de julio.

Se puede afirmar que desde mayo a octubre la región BB es un potente sumidero de humedad durante los 10 días anteriores a la llegada a Z_1 , que se intensifica durante el periodo JJAS mostrando el día -1 pérdidas de humedad de entre 900 y $1000 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. La integral extendida a toda el área revela que en el mes de abril se producen recargas de humedad moderadas, en torno a los $50 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$, durante los días -10 a -3, pero que ésta humedad se ha perdido completamente para el día -1 anterior a la llegada. Por último, la BB constituye una fuente neta de humedad para Z_1 entre noviembre y marzo.

El día de máximo aporte durante este periodo es siempre el -2 antes de llegar a la zona de estudio, con un máximo de $370 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para el mes de enero.

Se ha comprobado que los transportes de humedad hacia la Z_1 presentan cierta complejidad y su comportamiento es muy dependiente de la región de origen, del mes del año e incluso del periodo de tiempo que lleva a una partícula de aire alcanzar la zona. A modo de resumen de la variación anual, en la figura 4.8 se muestran los meses para los cuales cada una de las regiones constituye una fuente neta o un sumidero de humedad para las partículas que se dirigen a Z_1 entre los días -10 a -1.

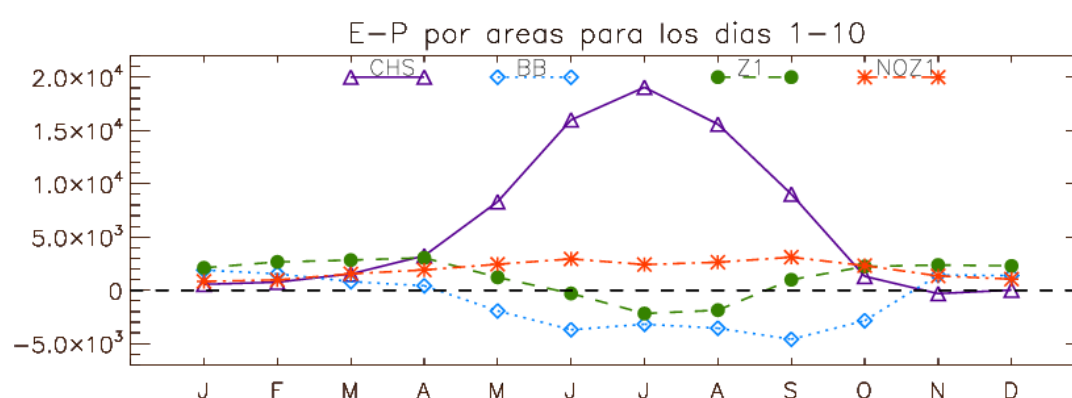


Figura 4.8. Distribución mensual de las regiones fuente de humedad para Z_1 . Se representa la integral espacial de los valores de E-P entre 1-10 días para todas las regiones

En general, se pueden distinguir dos pautas bien establecidas en los transportes atmosféricos de humedad hacia la zona 1:

- En primer lugar, desde noviembre hasta abril, el reciclado adquiere gran relevancia siendo la principal fuente de humedad. A partir de enero (aunque el chorro somalí no alcanza la zona de estudio hasta un cierto momento entre abril y mayo), el Índico occidental constituye una fuente neta de humedad. La situación es diferente durante noviembre y diciembre, cuando el CHS es un sumidero neto de humedad. BB y NOZ_1 se caracterizan por mostrar valores positivos de $(E - P)_{1-10}$ durante estos meses.
- La segunda situación se produce durante los meses centrales del año (desde mayo hasta octubre) y se caracteriza por la fuerte contribución que realiza el

CHS al transporte de humedad hacia la zona 1, empezando en abril – mayo (estación del pre-monzón). En contraste, el reciclado decrece durante este periodo mostrando valores negativos entre junio y agosto debido a la intensa generación de precipitación que se produce en la zona 1. La contribución del CHS empieza a decrecer en septiembre. La región NOZ_1 incrementa ligeramente sus aportes de humedad en la zona 1 durante este periodo. Finalmente, la BB se caracteriza por presentar valores negativos de $(E - P)_{1-10}$.

Por último, la tabla 4.2 resume los resultados más importantes que se han obtenido del estudio del transporte general de humedad. Se ha incluido la estimación del aporte máximo por unidad de área de la región seleccionada, destacando la gran intensidad de los aportes desde la NOZ_1 y de la propia Z_1 durante la estación del pre-monzón.

Región	Mes de máximo aporte	Aporte máximo ($\text{km}^3/\text{año}$)	Día de aporte máximo	Aporte máximo por unidad de área de la zona ($\text{mm}/\text{año}$)
CHS	julio	2800	-2	183.8
Z_1	abril	1200	-1	575.2
NOZ_1	mayo	600	-2	385.6
BB	enero	370	-2	158.8

Tabla 4.2. Resumen de los resultados para el transporte general de humedad hacia la Z_1 .

4.2. Transporte de humedad y ocurrencia de precipitación en la zona 1

En la presente sección se va a separar el estudio del transporte general de humedad realizado en la sección anterior, del transporte de humedad relacionado con la ocurrencia efectiva de precipitación en la Z_1 . En definitiva se trata de realizar el mismo análisis considerando únicamente el transporte de humedad durante días de ocurrencia efectiva de precipitación.

La figura 4.9 muestra la distribución espacial del promedio anual de transporte de humedad, considerando únicamente los días en los que se registró precipitación de cualquier intensidad en la Z_1 , es decir, en aquellos días en los cuales se produjo precipitación simultáneamente en un 36.6% de los puntos de grid de la zona.

A escala anual, se comprueba que durante los episodios de precipitación la extensión de las regiones fuente es aproximadamente la misma que en el transporte calculado independientemente de la precipitación, a excepción de la propia Z_1 en la que no se produce reciclado de humedad (comparar por ejemplo las figuras 4.1.a y 4.9.a). Si bien la extensión de las regiones fuentes es similar, se puede apreciar un gran incremento en la intensidad de los aportes procedentes del CHS durante los días de precipitación. Se observa también que durante los eventos de precipitación prácticamente desaparece la dispersión de partículas que se dirigen a la Z_1 desde las regiones continentales occidentales.

La figura 4.10 muestra los flujos anuales de humedad durante los días de precipitación de cualquier intensidad y durante los restantes días (secos). La región CHS muestra un incremento muy intenso en sus aportes durante los días de precipitación. Desde los días -10 al -1 las recargas prácticamente se triplican con respecto a las recargas de los días secos (véase figura 4.10.a). En la región NOZ_1 se observan también interesantes diferencias, en los casos de ocurrencia de precipitación, la citada región aporta menos agua durante los días -3 a -1 en comparación con los restantes días (figura 4.10.d). Como se ha mencionado, la Z_1 pasa de ser una fuente de humedad en el promedio total a un sumidero para los días en que se produce precipitación (comparar figuras 4.5.c y 4.10.c). En cuanto a la región BB, en promedio anual, se comporta como

un sumidero neto de humedad en todos los casos, sin embargo, para los eventos lluviosos los valores de $E - P$ son mayores en valor absoluto (figura 4.10.b).

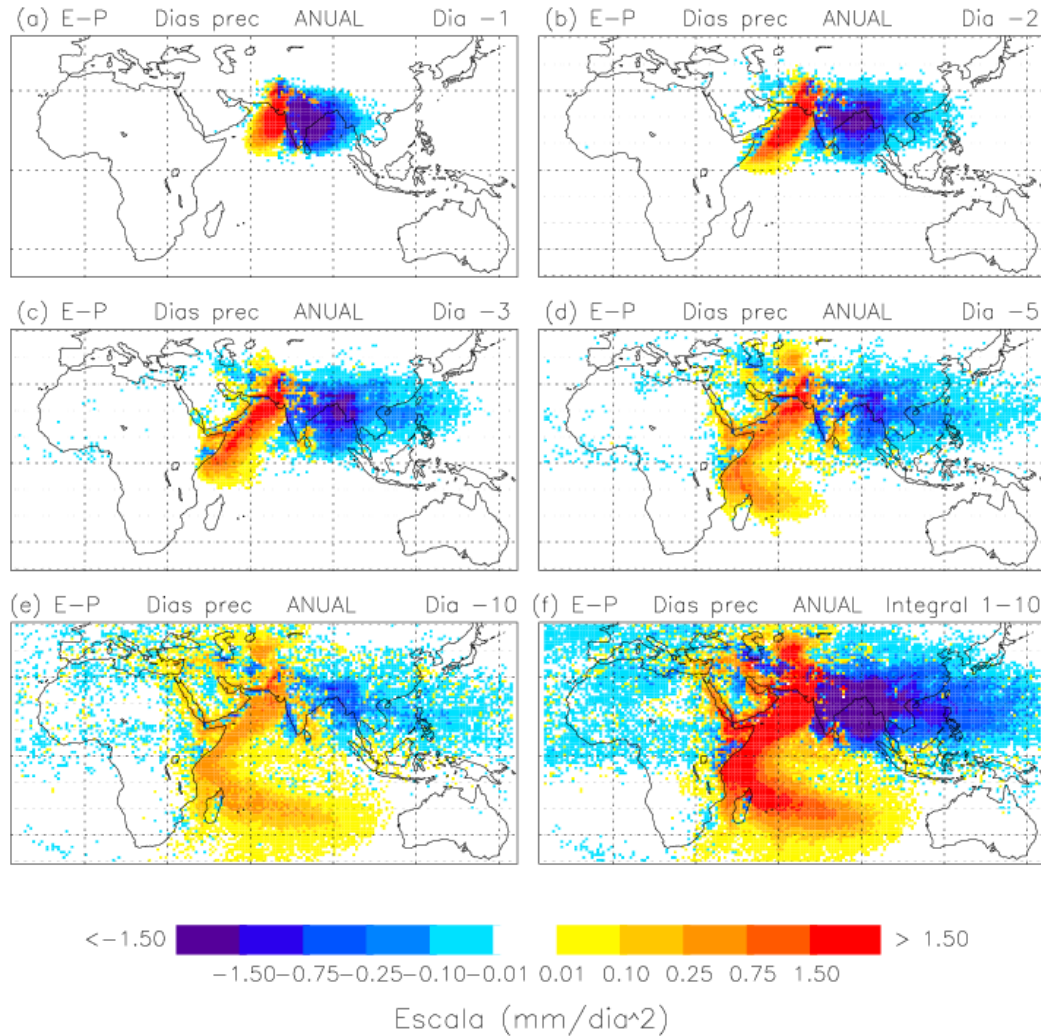


Figura 4.9. Distribución anual de $E - P$ correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 1 los días en los que se registra precipitación de cualquier intensidad en la zona. Se muestran las contribuciones de $E - P$ para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

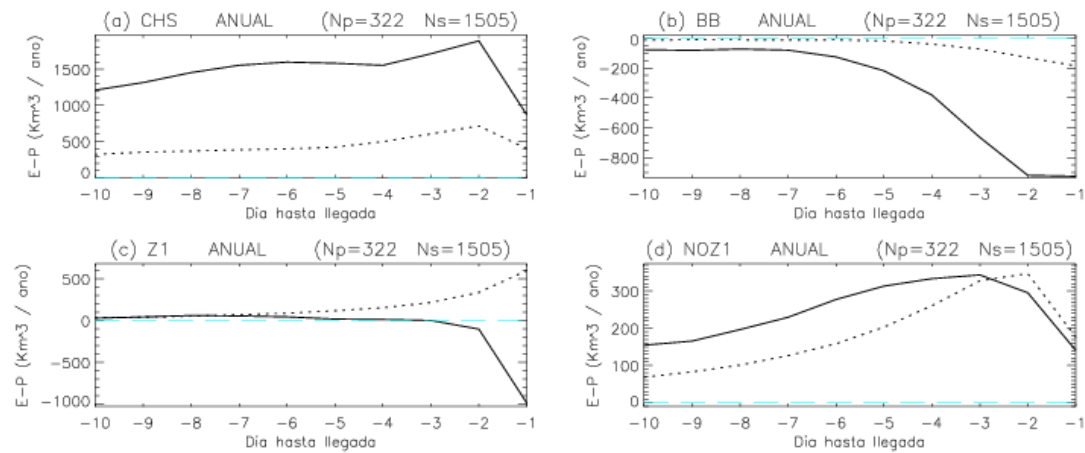


Figura 4.10. E-P neta integrada espacialmente y anualmente desde los días -1 a -10 para cada una de las regiones fuente seleccionadas (ver figura 4.4) durante los días en los que se registra precipitación de cualquier intensidad en la Z_1 (línea continua) y durante los días secos (línea punteada).

A la hora de estudiar la variabilidad mensual del transporte de humedad durante días de precipitación, es necesario destacar la ausencia de episodios lluviosos durante los meses de noviembre y diciembre. Además, en los meses desde de enero a abril acontecen escasos eventos de precipitación, lo que imposibilita extraer información climatológica concluyente. En el anexo B1 (figuras B1.25 a B1.34) se expone la distribución espacial a escala mensual de los transportes de humedad de las principales regiones fuente considerando únicamente los días en los que se registraron precipitaciones en la Z_1 (meses de enero a octubre). Las figuras B1.35 a B1.44 muestran la integral de área de los flujos totales de humedad para los periodos húmedos y los secos. Seguidamente se discuten las características de las fuentes de humedad a lo largo del monzón de verano (a), fuera de la estación del monzón (b) y se presenta una síntesis general del año completo (c).

(a) Monzón de verano

Durante la estación húmeda (JJAS) los patrones de transporte de humedad son, en general, bastante similares para los días secos y húmedos. En la figura 4.11 se muestra a modo de ejemplo el transporte de humedad hacia la zona 1 del mes de julio en ambos casos (periodos secos y húmedos) en los días -3 y -1.

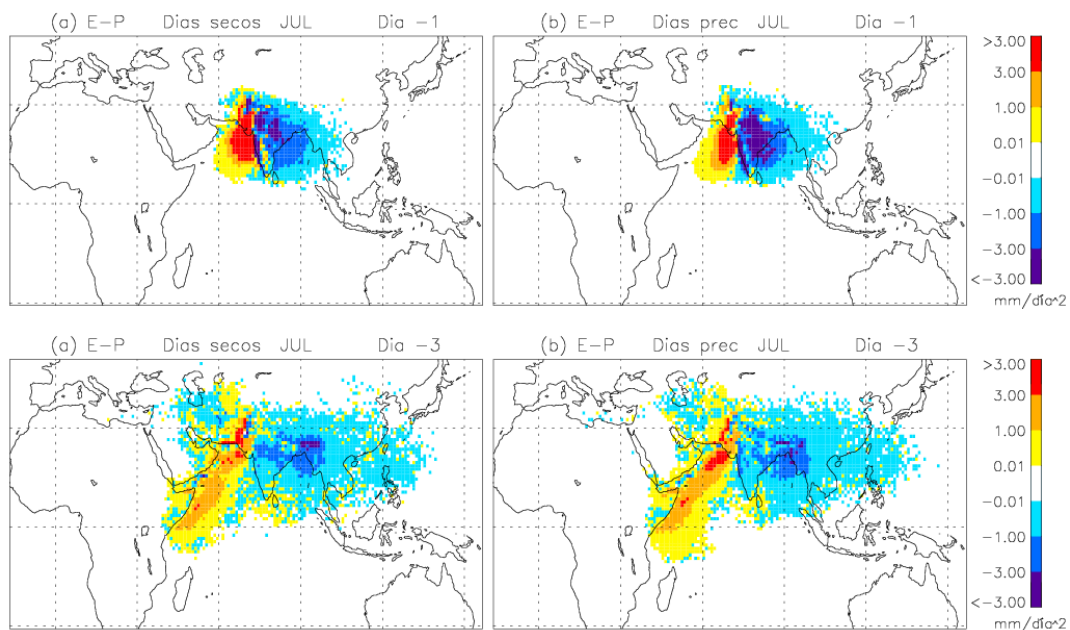


Figura 4.11. Distribución de E-P del mes de julio correspondiente a las partículas dirigidas hacia la Z_1 un día antes de la llegada para (a) días secos y (b) días húmedos y tres días antes de la llegada para (c) días secos y (d) durante los días en los que se registra precipitación de cualquier intensidad.

Aparentemente sólo se observan pequeños cambios en la forma de las fuentes de humedad anteriormente descritas. Sin embargo, las series temporales de las integrales de área de $(E - P)$ revelan interesantes diferencias entre los días secos y los días con precipitación (figura 4.13). En la región del CHS (figura 4.13.a) se aprecian incrementos bastante intensos desde los días -10 a -3 con respecto a los días secos, indicando la importancia del aporte extra de humedad para la generación de precipitación. En cambio, las recargas de humedad durante los días -2 y -1 anteriores a la llegada son siempre superiores durante los días en los que no se producen precipitaciones. Éste hecho podría ser el resultado de que las masas de aire comiencen ya a generar precipitaciones antes de llegar a la Z_1 . Algo similar ocurre en la región NOZ_1 , que

recibe mayores aportes de agua desde los días -5 a -10 anteriores a la generación de eventos lluviosos en la Z_1 pero, en cambio, presenta aportes de humedad inferiores para los días inmediatamente anteriores a la llegada de las partículas a la Z_1 (figura 4.13.d). Parece que durante los días secos, una mayor cantidad de partículas entra en la zona 1 a través de la NOZ_1 mientras que los días con precipitaciones, algunas partículas cruzan también los Ghats Occidentales y, por tanto, el contenido de vapor de agua del NOZ_1 decrece. Este comportamiento sería consistente con el propuesto por Rajeevan et al. (2010) que afirmaba que durante los periodos de ruptura intensos (periodos de sequia o en los que las precipitaciones se encuentran muy por debajo de lo normal) la temperatura de la superficie de la tierra aumenta rápidamente y se establece la circulación del tipo baja térmica – vaguada del monzón sobre la India. Así mismo, el hecho de que una mayor cantidad de partículas cruce los Ghats Occidentales durante los periodos lluviosos es coherente con la situación sinóptica prevalente en la India durante estos días, cuando un sistema de bajas presiones se situaba en el centro-oeste de la misma. Las regiones Z_1 y BB son sumideros de humedad durante los 10 días anteriores a la ocurrencia de la precipitación (figuras 4.13.b y 4.13.c).

Durante el mes de septiembre, el CHS muestra singularmente menores aportes de humedad en los eventos lluviosos que en los secos. Durante este mes se producía reciclado de humedad en el caso global, pero cuando se comparan los transportes de humedad de los días en que se registra precipitación con los de los días secos se aprecia un comportamiento peculiar ya que, durante los días -10 a -4 anteriores al registro de las precipitaciones, la Z_1 aporta más humedad a sí misma que durante los restantes días y esta función de reciclado desaparece completamente el día anterior a los eventos de lluvia, en el que la Z_1 es sumidero de humedad. Finalmente, las contribuciones de la BB no varían sustancialmente y la NOZ_1 no constituye una región de aporte de vapor de agua relacionada con la precipitación. Por tanto, en septiembre destaca el hecho de que todas las regiones fuente inyectan a la Z_1 una menor cantidad de agua durante los días de lluvia a excepción de ella misma, lo que pondría de manifiesto la importancia de la evaporación sobre la Z_1 y su posible relación en la ocurrencia de la precipitación. Al ser ésta fundamentalmente de carácter débil y, en menor medida, moderado podría estar, al menos en parte, generada sobre ella misma y no importada desde otras zonas.

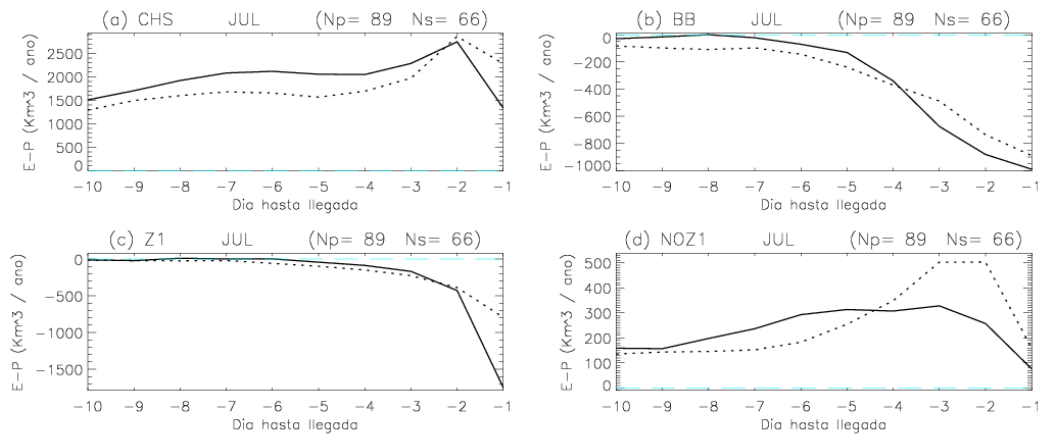


Figura 4.13. E-P neta integrada espacialmente en el mes de julio desde los días -1 a -10 para cada una de las regiones fuente durante los días en los que se registra precipitación de cualquier intensidad en la Z_1 (línea continua) y los días secos (línea punteada).

(b) Pre-monzón, post-monzón y monzón de invierno

Durante el mes de mayo (pre-monzón), como se indicó en la sección anterior, el chorro somalí alcanza la Z_1 . Durante los días en que se producen lluvias, los transportes de humedad desde el sur del océano Índico son más notables que durante los días secos. En particular, el día -3 anterior a la llegada se aprecia un incremento de las recargas de humedad desde el norte del mar Arábigo y hasta aproximadamente la parte oriental del golfo de Adén (comparar figuras 4.11.a y 4.11.b), pasando de aportes de $1600 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en días secos a contribuciones de $2400 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para los eventos lluviosos. Durante los días -4 a -10 anteriores a la llegada a destino, destaca el aumento en la intensidad de la humedad aportada en la práctica totalidad de la costa este de África (comparar figuras 4.11.c y 4.11.d). Por último, el resto de las regiones fuente aportan menos humedad durante los eventos de precipitación que para el caso de los días con ausencia de la misma, destacando el incremento en el papel de sumidero de la región BB.

En octubre, la principal fuente en promedio global era el reciclado de humedad. En los días de precipitación, los aportes de la propia zona continúan siendo relevantes, de hecho son superiores a las contribuciones del reciclado en los días secos (excepto para el día -1). Pero las aportaciones del CHS se incrementan notablemente en los días anteriores al registro de las precipitaciones pasando de recargas máximas de $200 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en los días secos a $550 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. La figura 4.14.a revela que el día -3

anterior a los días secos, gran parte de la región del CHS constituye un sumidero de humedad y las únicas recargas existentes se encuentran confinadas en el área más septentrional del mismo, en cambio durante el día -3 anterior a los eventos con precipitaciones (figura 4.14.b), el CHS se comporta como una fuente de humedad en promedio. En la figura 4.14.c se puede observar que en los diez días anteriores a los días secos, los flujos de humedad desde el sur del océano Índico se encuentran interrumpidos por un cinturón de pérdidas de humedad situado a lo largo del ecuador. En cambio, en los días en que se registran precipitaciones en la zona 1 (figura 4.14.d), la humedad procedente del chorro somalí, aunque más débil que durante el ISM, alcanza la Z_1 . Por último, en octubre la NOZ_1 disminuye sus aportes de humedad en los días lluviosos y la región BB experimenta un aumento de la función de sumidero al comparar los días de precipitación con los secos.

Por último, en los meses desde enero hasta abril, la humedad introducida a la atmósfera desde la propia Z_1 constituía la principal fuente de humedad en el caso del promedio total. En cambio, durante los eventos de precipitación, los patrones de $(E - P)$ presentan características distintivas que responden a las situaciones sinópticas que generaron la precipitación. A modo de ejemplo se citan a continuación algunos casos particulares que sugieren que la metodología nos permite estudiar casos individuales además de la climatología.

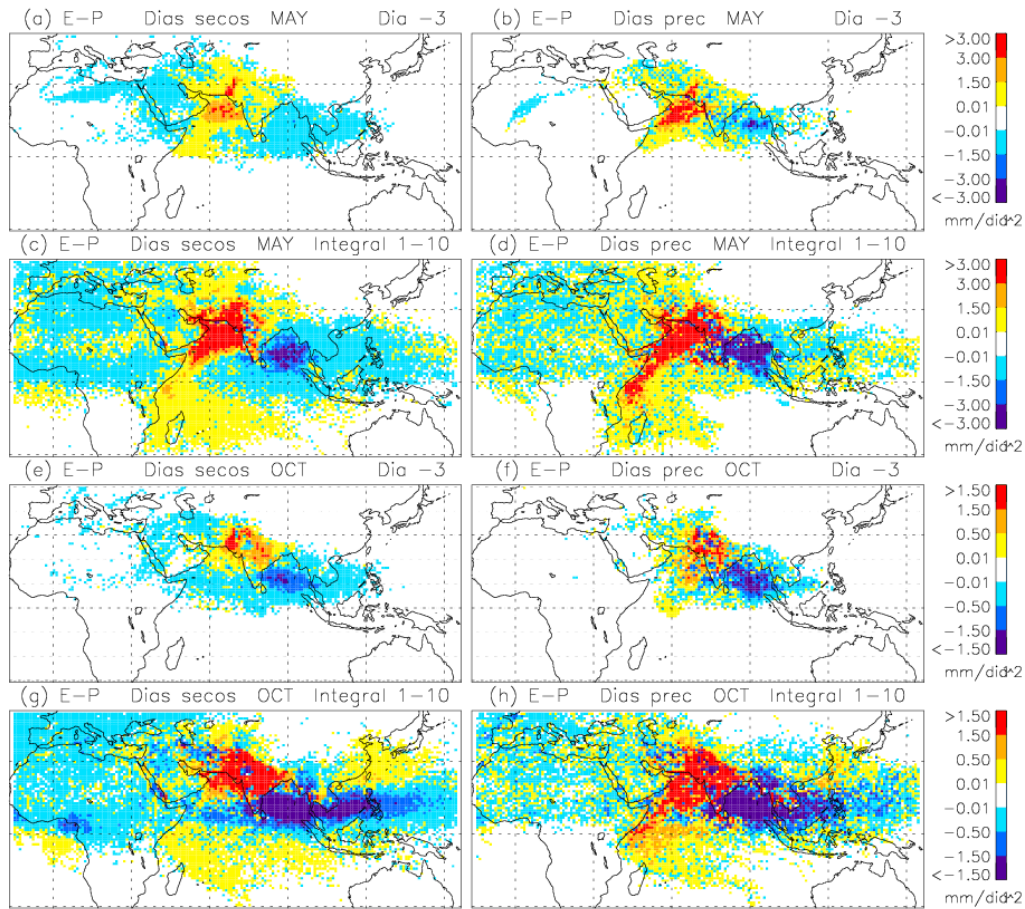


Figura 4.11. Distribución de E - P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la Z_1 durante el mes de mayo para 3 días antes de la llegada en (a) días secos y (b) días húmedos y la integral completa desde los días -1 a -10 en (c) los días secos y (d) días húmedos. Las figuras (e), (f), (g) y (h) representan lo mismo que (a), (b), (c) y (d) pero para el mes de octubre.

En el mes de febrero, los aumentos en el transporte de humedad en la BB ($280 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en días secos y $750 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en los días húmedos de la Z_1) están relacionadas con las fuertes lluvias acontecidas durante la última semana de febrero del año 2000 en el sur del subcontinente indio. En la ciudad de Chennai se midieron más de 20 cm, siendo este registro el evento de precipitación no-estacional del siglo para la ciudad (Khaladkar et al., 2009). El incremento en la intensidad del aporte de humedad del CHS ($210 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en días secos y $650 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en días húmedos) se relaciona con la penetración de una perturbación del oeste (WD) durante los días 17 y 18 de febrero del año 2003, en la que se produjo una gran advección de humedad desde el mar Arábigo hacia el norte de la India (Puranik et al., 2009).

Las situaciones meteorológicas que generaron precipitaciones en abril también transportaron una mayor cantidad de humedad desde la región del CHS. Abril es un mes de transición en la India y no hay gran actividad atmosférica de gran escala. Durante los días 11 y 12 de abril del año 2001 se produjo una circulación ciclónica sobre las Maldivas que, durante el día 13, alcanzó la costa de Kerala trayendo consigo precipitaciones (Vaidya, 2007). Durante el citado evento se inyectó en la Península India un flujo extra de humedad procedente del mar Arábigo, pasando las recargas máximas de $530 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ a $960 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$.

(c) Síntesis general

A modo de resumen, en la figura 4.14 se muestran, a escala mensual, las diferencias entre los transportes netos de humedad de las partículas que se dirigen a la Z_1 en los días previos a los eventos lluviosos y los transportes de los días previos a los periodos secos para cada una de las regiones fuente de humedad analizadas. Se muestran las diferencias para intervalos de dos días desde el día 10 hasta el día -1.

A la vista de los resultados obtenidos, podemos afirmar que desde mayo hasta octubre los aportes del CHS desde el hemisferio sur parecen determinantes para el desarrollo de precipitación en Z_1 , con la excepción del mes de septiembre en el que, aunque las aportaciones del CHS son importantes, se observa la influencia del reciclado de humedad en la generación de precipitación durante los días -10 a -3. En octubre, aunque las diferencias entre los aportes de humedad del reciclado de los periodos secos y los húmedos no son tan significativas como en el mes de septiembre, las contribuciones de las regiones CHS y Z_1 durante los días de lluvia presentaban órdenes de magnitud equivalentes (véase figura B1.44 del anexo B). Prasanna y Yasunari (2008) obtienen que en la región del sur de la Península India durante octubre, noviembre y diciembre la evaporación sobre tierra en la propia región es considerablemente elevada, y afirma que probablemente (junto a la convergencia procedente del flujo a gran escala) juegue un papel importante en la modulación de las anomalías de la precipitación durante esta estación. En este trabajo se llega a la conclusión de que el reciclado de humedad está jugando un papel importante en la generación de la precipitación en la India occidental ya desde el mes de septiembre. Por último, en enero y marzo, dominan

las aportaciones desde la propia región durante los días -2 y -1, y en febrero y abril las contribuciones del CHS, desde el día -6 a -1 y desde el día -8 a -3 respectivamente. No obstante, como se ha indicado, estos resultados se han obtenido con un pequeño número de días de precipitación y corresponden a situaciones particulares.

4.3. Transporte de humedad e intensidad de precipitación en la zona 1

En la presente sección se analizan los transportes de humedad durante episodios de precipitación de diferente magnitud. La discriminación de los días con precipitación leve, moderada y extrema y la comparación de sus resultados permiten el estudio de las fuentes de humedad más o menos activas durante el desarrollo de los eventos de precipitación de distintas intensidades. Tal y como se expuso en el capítulo 2, se han separado los días de precipitación de manera que los episodios de carácter extremo corresponden al 10% de los eventos de precipitación con mayor intensidad en un 36.6% de los puntos de grid simultáneamente. De la misma forma, los eventos de intensidad moderada comprenden el siguiente 40% de días con mayor intensidad en un 36.6% de los puntos. Los eventos de carácter leve son el restante 50% de los días de precipitación.

Los eventos de precipitación extrema se encuentran exclusivamente comprendidos en los meses desde junio hasta septiembre y prácticamente también los días de precipitación moderada. Por esta razón, en esta sección se ha restringido el estudio de los transportes de humedad en función de la intensidad de la precipitación los meses citados, que coinciden con la estación del monzón de verano. Adicionalmente, dada la definición de frecuencia de precipitación extrema adoptada, si se analizan los resultados de JJAS mes a mes, la muestra resulta demasiado reducida para el periodo de los cinco años analizados. El comportamiento de las regiones fuente de humedad en JJAS es aproximadamente homogéneo (a excepción del reciclado que se produce en el mes de septiembre), por tanto, en esta sección, se ha considerado el promedio de los cuatro meses JJAS.

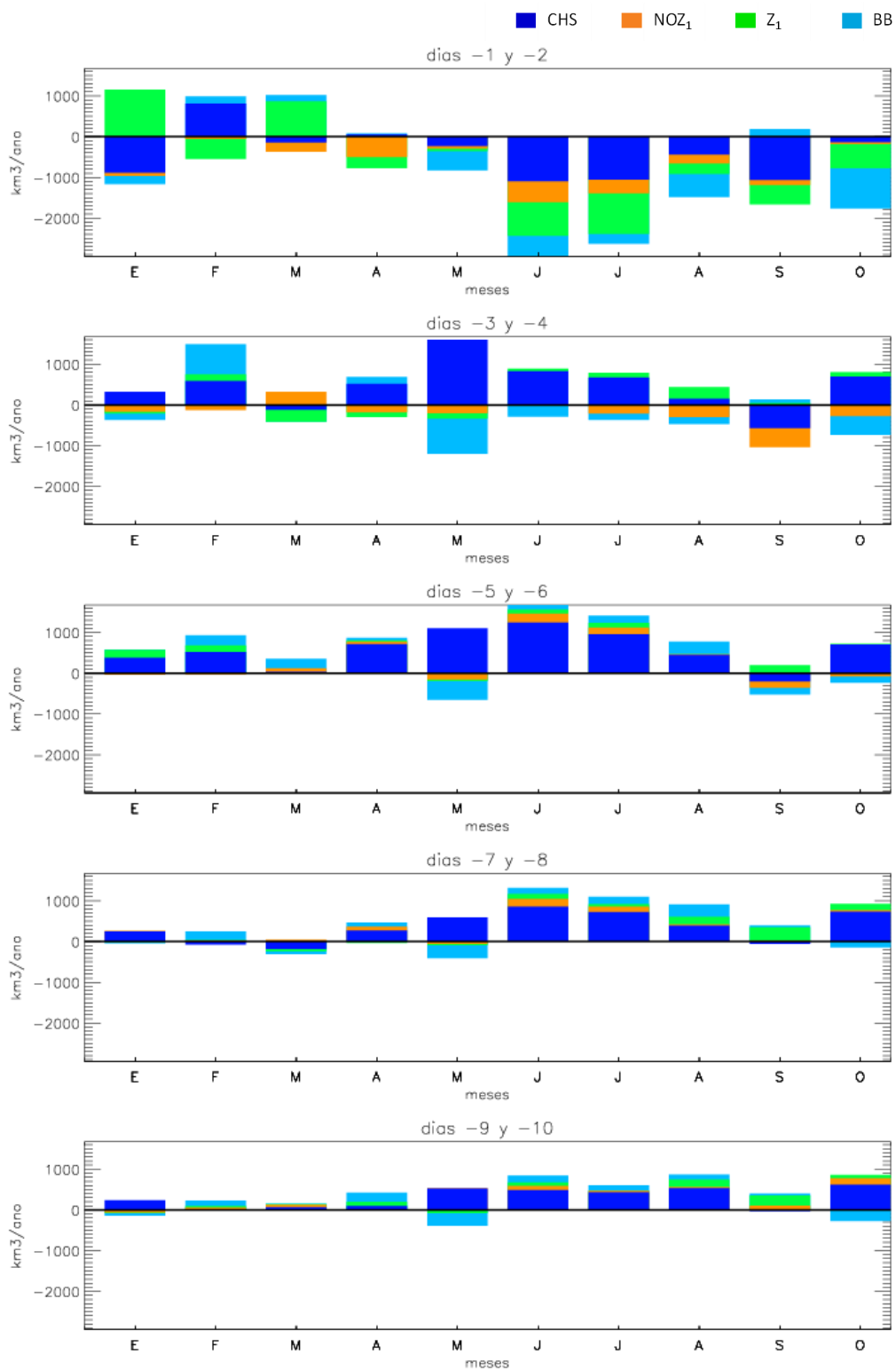


Figura 4.14. Diferencias entre las contribuciones de las regiones fuente de humedad para Z_1 durante los días en que acontecen eventos de precipitación de cualquier intensidad y durante los días secos. Se muestran las diferencias para intervalos de dos días desde el día 10 hasta el día -1.

Un primer análisis de los patrones de E - P obtenidos en relación a los eventos de precipitación leve, moderada y de intensidad extrema, muestra que la extensión espacial de las fuentes de humedad es similar durante los episodios de precipitación correspondiente a las tres categorías.

Sin embargo, aunque la extensión de las regiones fuente sea similar, sí que se encuentran diferencias en la distribución espacial de los mayores aportes de humedad en el interior de las regiones CHS y NOZ₁. En la figura 4.15 se exponen las contribuciones espaciales de las fuentes de humedad durante los días -1, -3 y -8 para los periodos de precipitación de intensidad leve y para los eventos de precipitación de carácter extremo en JJAS. En las figuras 4.15.a y 4.15.b se observa que en el día anterior a la llegada de las partículas a Z₁, los principales aportes de humedad desde la zona del CHS provienen de áreas distintas del mismo. En los registros de precipitación leve las mayores aportaciones se perciben en la parte del CHS anexa a NOZ₁, en cambio para los periodos de precipitación de carácter extremo, se advierte un incremento de los valores de E-P más al sur, en el área situada aproximadamente al oeste de la parte central del subcontinente indio. También se observa que durante el día -1 las recargas de humedad de los flujos que se dirigen a la Z₁ presentan valores superiores en la NOZ₁ en los casos de precipitación de carácter más leve. Estos resultados son consistentes con los patrones sinópticos analizados en el capítulo 3, ya que los periodos de precipitación extrema se encontraban caracterizados por la presencia de un centro de bajas presiones situado en el noroeste de la India, lo que provocaba anomalías del viento horizontal dirigido hacia la Península India desde el mar Arábigo. Así mismo, se aprecia que durante el día -3, la zona con una recarga de humedad más intensa está situada sobre NOZ₁ en el caso de los eventos de precipitación leve, y sobre la región del CHS cuando las lluvias que se registran son más fuertes (figuras 4.15.c y 4.15.d).

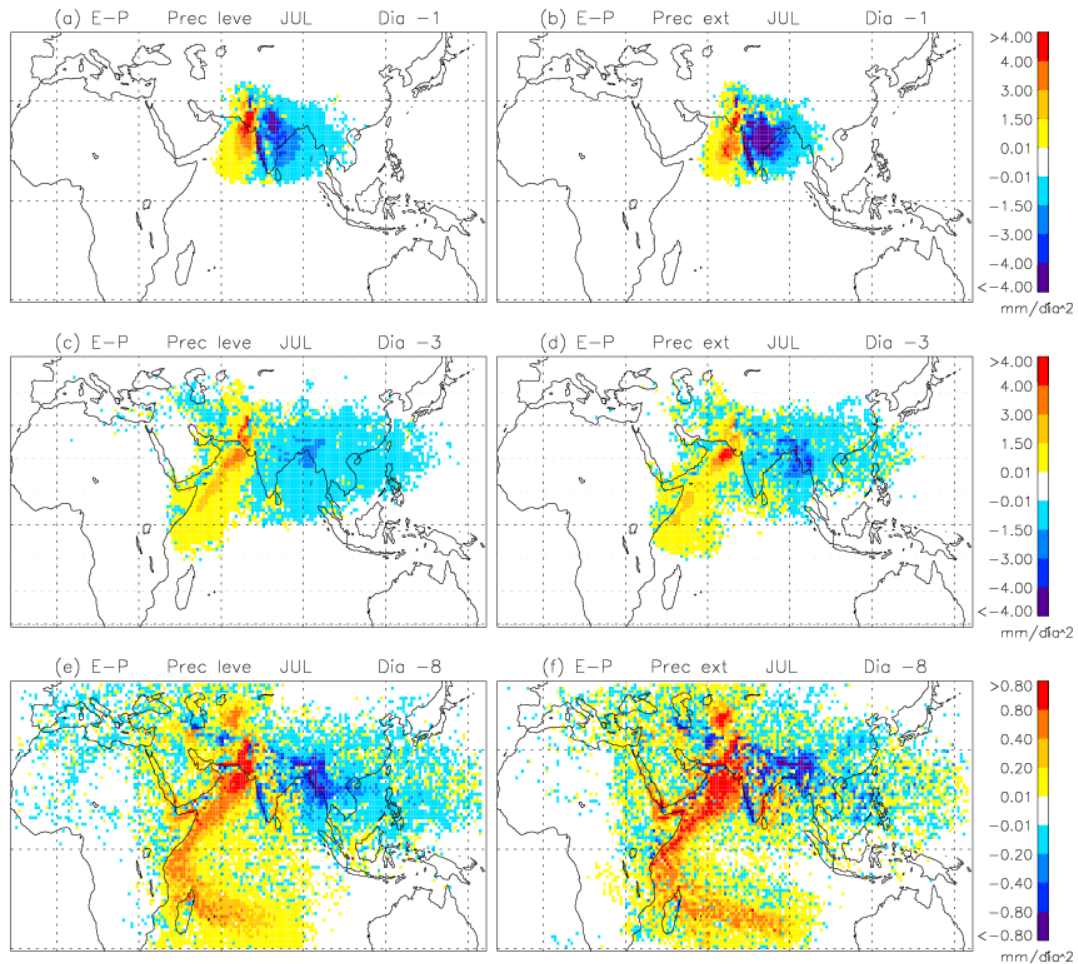


Figura 4.15. Distribución de E-P durante JJAS correspondiente a las partículas dirigidas hacia la Z_1 los días en los que se registran precipitaciones leves para a) el día anterior a la llegada, c) tres días antes, e) ocho días antes de la llegada y de los días en los que se registran precipitaciones de carácter extremo para b) el día anterior a la llegada, d) tres días antes y f) ocho días antes de la llegada.

En los días -4 a -10 los transportes de vapor de agua a lo largo de la trayectoria del CHS son mayores cuanto más intensa es la precipitación. En las figuras 4.15.e y 4.15.f se muestra que durante el día -8, las recargas son elevadas en la zona del mar Árabe para ambos casos y sin embargo las diferencias se distinguen con mayor claridad en la zona del flujo que cruza el ecuador y en las regiones situadas al oeste de Somalia y del golfo de Adén, en la cual existen mayores recargas de humedad cuando la precipitación es más intensa.

Las integrales de área exponen claramente las diferencias anteriormente comentadas (figura 4.16), mostrando que las masas de aire incorporan más vapor de agua desde los días -10 a -2 a su paso por la región del CHS a medida que se intensifica la precipitación. Por ejemplo, durante el día -8 los aportes de humedad del CHS son aproximadamente de 1500, 1800 y 2000 $\text{km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para los casos de precipitaciones leves, moderadas y extremas respectivamente (figura 4.16.a). Estos resultados son coherentes con las anomalías de la SST expuestas en el capítulo 3, ya que cuanto más evaporación se produzca en la trayectoria del chorro de Somalia mas se enfriará la SST (Webster, 2006). La región de NOZ₁ disminuye sus aportes a medida que aumenta la intensidad de la precipitación en los días inmediatamente anteriores a la llegada de las partículas a la zona (figura 4.16.d). Las mayores diferencias se observan durante el día -3 con valores que oscilan desde 410 $\text{km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (lluvias débiles) a 220 $\text{km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (lluvias intensas). La Z₁ aumenta significativamente su capacidad de sumidero el día -1 durante episodios de precipitación extrema con pérdidas que varían desde 900 $\text{km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ hasta 1700 $\text{km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (figura 4.16.c). Por último, como se ha comentado, la BB es siempre sumidero de humedad durante JJAS (figuras 4.16.b). Las pérdidas de humedad en esta zona durante los días -2 y -1 se muestran más intensas cuanto mayor es la magnitud de la precipitación en la zona 1, lo que muestra que el comportamiento de la BB y la zona 1 es homogéneo de acuerdo con las pautas de la ISO del monzón (Suhas et al., 2012).

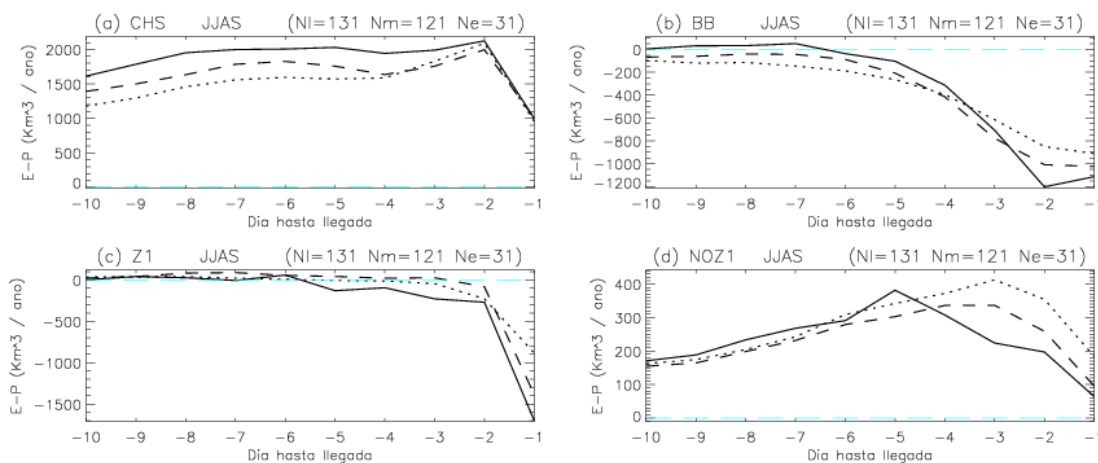


Figura 4.16. E-P neta en JJAS, integrada espacialmente para las distintas regiones fuente desde los días -1 a -10 durante los eventos en que se registra precipitación leve (línea punteada), precipitación de intensidad moderada (línea trazos) y precipitación de carácter extremo (línea continua).

4.4. Resumen y conclusiones

Se ha calculado el transporte de humedad hacia la India occidental y el sur de la Península de manera independiente a otras consideraciones previas. Las principales regiones fuente de humedad localizadas para la zona 1 son las siguientes: la zona del océano Índico occidental que se encuentra situada bajo la trayectoria del chorro de Somalia de niveles bajos (CHS), la bahía de Bengala (BB), la región situada al noroeste de la India, sobre Pakistán (NOZ_1) y la propia zona 1 (Z_1).

Los resultados obtenidos muestran que, como era de esperar, la región CHS es una fuente significativa de humedad durante la estación húmeda y las partículas situadas sobre la Z_1 están perdiendo agua en forma de precipitación puesto que $(E - P)_{1-10}$ es fuertemente negativa. El reciclado es la principal fuente de humedad atmosférica durante el resto del año. La BB se revela como una fuente de humedad durante la estación seca, mientras que desde abril hasta septiembre actúa como un potente sumidero de humedad, indicando que las partículas que se dirigen a la Z_1 a través de la BB están perdiendo grandes cantidades de agua desde varios días antes de alcanzar la Z_1 . La región NOZ_1 actúa como una fuente de humedad activa durante todo el año.

Cuando se comparan los transportes de humedad de los días en los que se registra precipitación con los de los días secos, se puede observar que la región CHS muestra un incremento muy intenso en sus aportes durante los días de precipitación (desde los días -10 al -3 las recargas prácticamente se triplican con respecto a las recargas de los días secos). La NOZ_1 aporta menos agua durante los días de precipitación que en los secos. La Z_1 pasa de ser una fuente de humedad a un sumidero para los días en que se produce precipitación. En la región BB las pérdidas de humedad son más fuertes.

El análisis mensual muestra que desde mayo hasta octubre los aportes del CHS desde el hemisferio sur parecen ser determinantes para el desarrollo de precipitación en Z_1 , seguidos por el reciclado de humedad en la propia zona. En la presente tesis se proporciona una evidencia de la diferencia de circulación en el chorro de Somalia entre los periodos activos y de ruptura durante la estación del monzón de verano (JJAS). De

acuerdo con Rajeevan et al. (2010), se obtiene que la circulación hacia la India parece ser meridional sobre el mar Árabe en primer lugar y a continuación del tipo baja térmica-vaguada del monzón en los días secos. Sin embargo, durante los periodos húmedos se obtiene un mayor transporte de humedad sobre el mar Árabe dirigido directamente hacia el centro del subcontinente indio. En septiembre (aunque las aportaciones del CHS son importantes), se pone de manifiesto la relevancia de la evaporación que se produce sobre Z_1 y su posible relación en la ocurrencia de la precipitación. En octubre el CHS aporta más vapor de agua durante los días en que se registran precipitaciones, pero las contribuciones del CHS y del reciclado presentan órdenes de magnitud equivalentes. Por último, citar que, desde enero hasta abril, el escaso número de días de precipitación alcanzados, no nos permite extraer conclusiones a escala climatológica. Durante noviembre y diciembre no se obtiene ningún día de precipitación representativo de toda la zona 1.

Durante la estación del monzón de verano (JJAS), los aportes de humedad de la región del CHS hasta el día -2, no solo son definitivos para el desarrollo de la precipitación, sino que también parecen ser esenciales para la determinación de su magnitud. Además, se ha revelado que durante los días inmediatamente anteriores a la ocurrencia de precipitación, la NOZ_1 va disminuyendo sus aportes de humedad cuanto más fuerte es la precipitación en la zona 1. Por tanto, ambas regiones (CHS y NOZ_1) presentan un comportamiento inverso en relación a la intensidad de la precipitación desarrollada.

Fuentes de humedad en la zona 2

En el presente capítulo se analizan las regiones en las que se cargan de humedad las masas de aire que se dirigen específicamente a la zona 2 (véase figura 2.2). De forma análoga al capítulo anterior, en el primer apartado se determinan las principales regiones fuente de humedad para la zona, y una vez determinadas, se analiza su evolución a lo largo del año. En la segunda sección, se separa el transporte de humedad correspondiente a los días que no generaron lluvia en la zona 2 del transporte de humedad relacionado con la ocurrencia efectiva de precipitación, empleando también la misma metodología que en el capítulo anterior. La importancia de las diferentes regiones fuente de humedad en la intensidad de las precipitaciones registradas en la zona 2 se analiza en la tercera sección. En la sección cuarta se estudia por separado el comportamiento de las fuentes de humedad específicamente en la parte septentrional de la zona 2 y en su parte meridional. En la quinta sección se exponen las principales

conclusiones de este capítulo. En este capítulo, se mantendrá la nomenclatura de las regiones definidas en el capítulo 4 que sigan siendo de aplicación en la zona 2.

5.1. Regiones fuente de carácter general en la zona 2.

En primer lugar se localizan las principales regiones en las que las partículas que se dirigen a la zona 2 se cargan de humedad (regiones fuente). Seguidamente, se cuantifican estas recargas, determinándose además el desfase entre la llegada de humedad a la zona 2 y el día en el que se efectuó la carga.

5.1.1. Determinación de las regiones fuente de humedad.

En la figura 5.1 se exponen los resultados de la zona 2 para el día -1 (intercambios de humedad de todas las partículas dirigidas hacia la zona de estudio un día antes de su llegada a la misma), el día -2 (ídem para el mismo conjunto de partículas pero dos días antes de su llegada), día -3, día -5, día -10 y finalmente la integral para todos los días entre el -1 y el -10.

Al igual que ocurría en la Z_1 , una gran parte de las partículas que se dirigen a la zona 2 (en adelante Z_2) desde los días -10 a -2 anteriores a su llegada, se dispersan gradualmente a lo largo del CHS (figuras 5.1.b a 5.1.e). En contraste con lo obtenido para la Z_1 , la dispersión de partículas fuente de humedad hacia la BB es apreciable a escala anual. No obstante, el área es muy reducida, se sitúa hacia la parte occidental y su influencia parece estar confinada entre los días -3 y -10 anteriores a la llegada de las partículas (figuras 5.1.c a 5.1.e). La región más oriental de la BB se comporta como un sumidero neto de humedad en promedio anual. Se aprecian los valores positivos de (E - P) sobre la propia Z_2 , claramente perceptibles desde el día -5 (figura 5.1.d) y bastante importantes ya durante los días -2 y -1 anteriores a la llegada (figuras 5.1.a y 5.1.b).

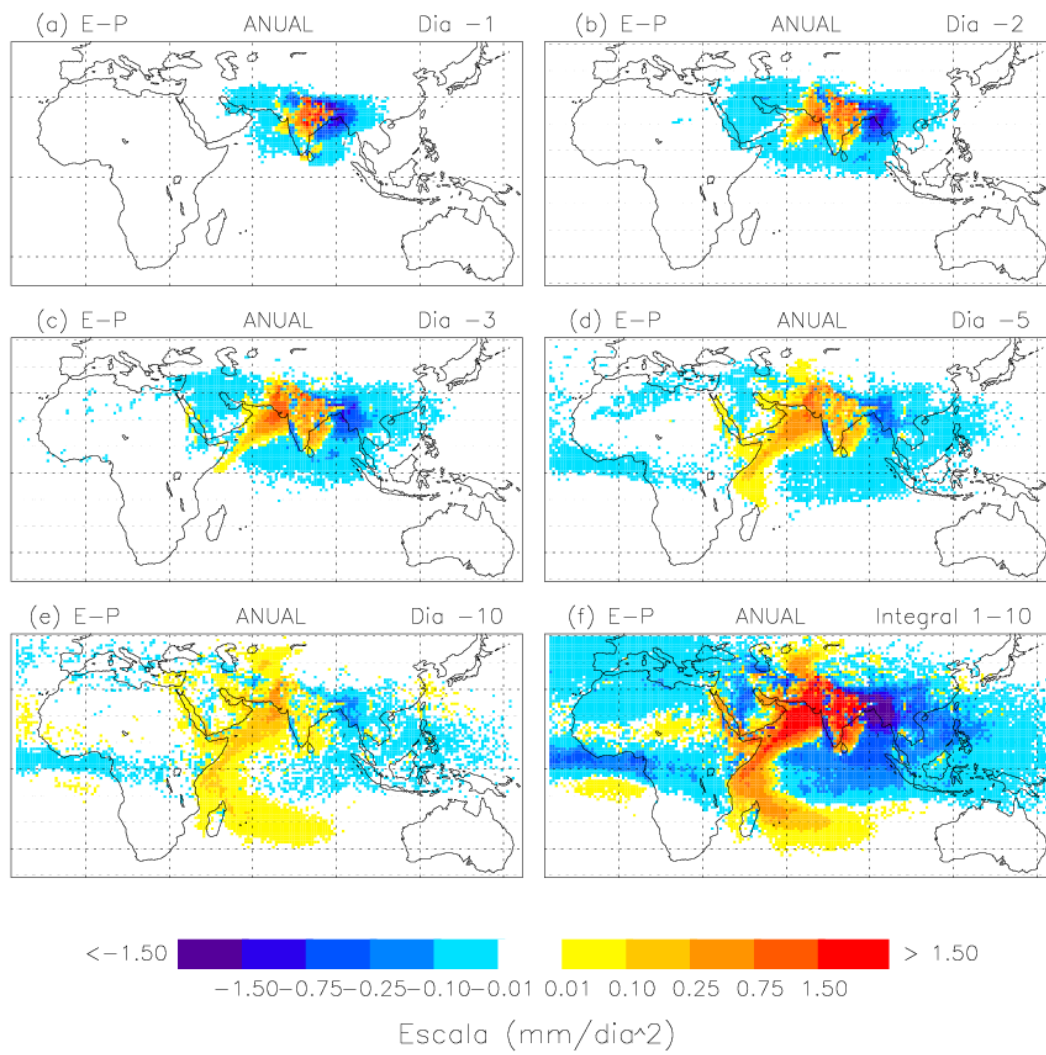


Figura 5.1. Distribución de E-P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 2. Se muestran las contribuciones a E-P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

Los flujos de humedad generados en la evapotranspiración procedente de otras regiones terrestres también parecen tener un papel importante. La NOZ_1 es, a excepción del día -1, una clara región fuente. La Z_1 no presenta un comportamiento homogéneo. La franja de la costa oeste del subcontinente Indio se comporta como un sumidero neto de humedad, lo que se debe a que el flujo procedente del océano Índico es obligado a elevarse sobre la cadena montañosa de los Ghats Occidentales perdiendo humedad. No obstante, la mayor parte de la Z_1 actúa, en promedio, aportando flujos netos de agua a la atmósfera. Como sucedía en el caso de la Z_1 , desde el día -5 y hasta el día -10 previos a la llegada de las partículas a la Z_2 , también se observa absorción de humedad por parte de la partículas localizadas sobre la zona del SE del mar de Aral (figuras 5.1.d, 5.1.e, 5.1.f). Si los aportes de humedad hacia la Z_1 de esta remota región fuente, de probable origen antropogénico, presentaban una reducida importancia, en el caso de la Z_2 la influencia de las recargas de humedad sobre la citada región es claramente inferior (comparar por ejemplo las figuras 4.1.f y 5.1.f), por tanto, tampoco se va a considerar para su análisis en el presente capítulo.

La actuación de las regiones fuente anteriormente mencionadas es variable a lo largo del año. Si se analiza su comportamiento a escala mensual se observan diferencias que en algunas regiones son muy significativas. En la figuras 5.2 y 5.3 se muestran a modo de ejemplo los intercambios de humedad de todas las partículas dirigidas hacia la Z_2 para el mes de enero (perteneciente a la estación seca en la India) y julio (mes representativo de la estación húmeda). Así mismo, en el anexo B2 se presentan las regiones fuente y sumidero de Z_2 para todos los meses del año (figura B2.1 a figura B2.12).

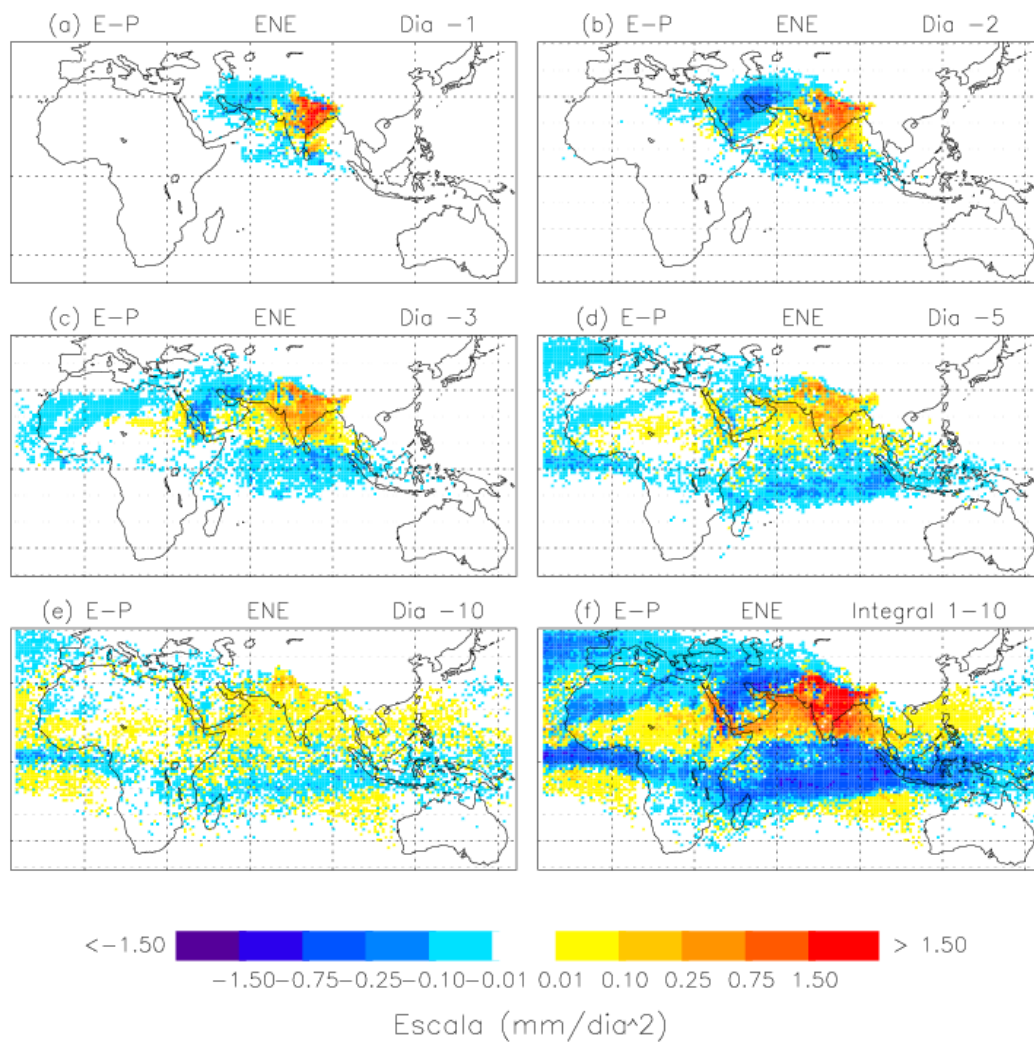


Figura 5.2. Distribución de E-P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 2 durante enero. Se muestran las contribuciones a E-P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

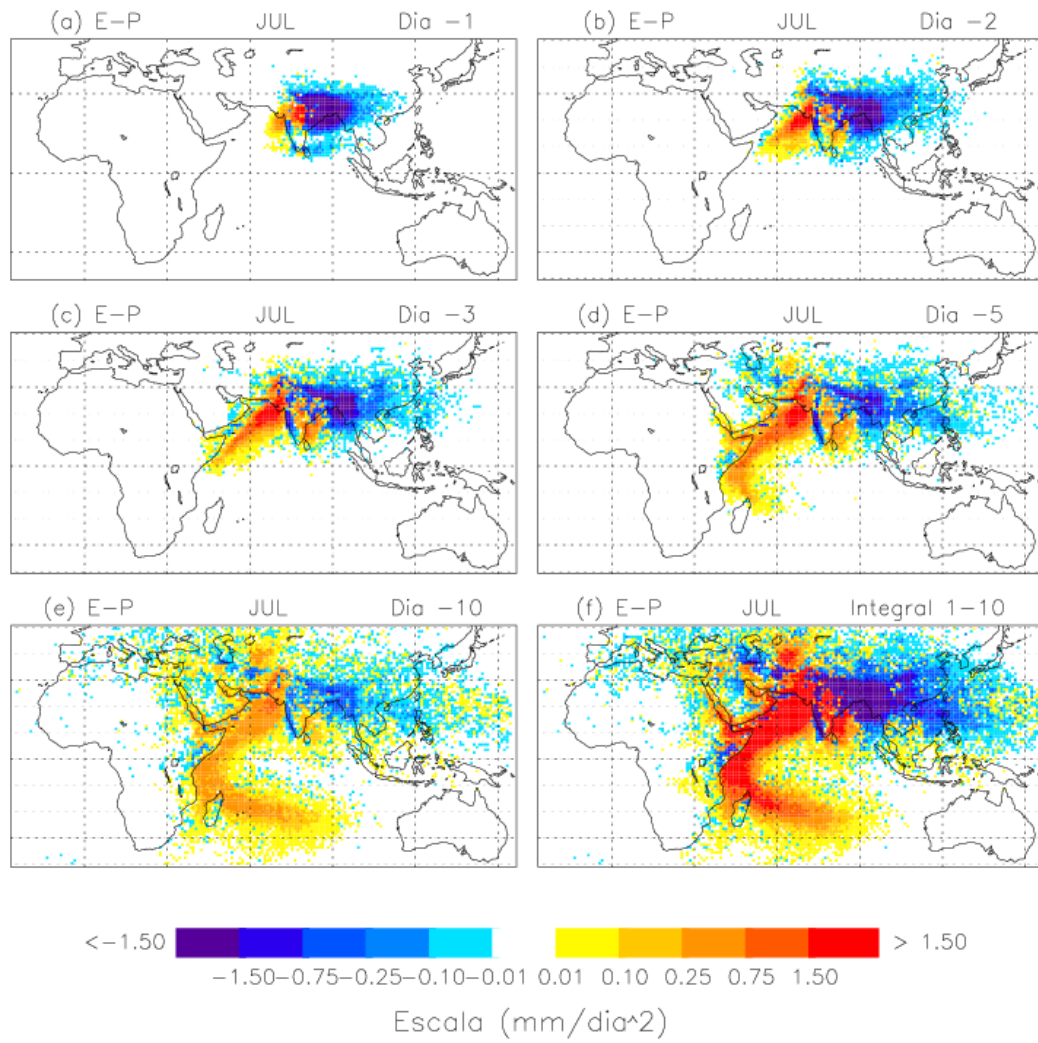


Figura 5.3. Distribución de E-P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 2 durante julio. Se muestran las contribuciones a E-P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

La región del CHS se muestra activa aportando agua fundamentalmente durante los meses de abril hasta septiembre, si bien durante abril y mayo, el chorro somalí no se encuentra completamente establecido. El análisis a escala mensual de las zonas terrestres NOZ_1 y Z_1 presenta una mayor complejidad que en el caso anterior. Los flujos de humedad de estas dos regiones presentan cierta variabilidad mensual, pero su comportamiento también depende, durante algunos meses, de la subregión que se considere y, especialmente, del periodo de tiempo en que se encuentren las partículas antes de alcanzar la Z_2 . Considerando la integral completa de los días -1 a -10, tanto en la NOZ_1 como en la Z_1 predomina la función de fuente de humedad frente a la de sumidero para todos los meses del año. En la Z_2 se produce reciclado de humedad desde enero hasta mayo (ver ejemplo en la figura 5.2) y desde octubre a diciembre. Para los meses de junio a septiembre los valores netos de $(E - P)$ en la Z_2 son negativos (ver ejemplo en la figura 5.3). Como se apuntó en el capítulo anterior, en la Z_1 se apreciaba ya reciclado de humedad en la atmósfera durante el mes de septiembre y, en cambio, en la Z_2 no se produce hasta el mes de octubre. Esto, en parte, puede deberse a que el monzón se retira en primer lugar de la zona del noroeste y centro de la India, y su cese avanza posteriormente por parte nororiental de la India y el sur del Subcontinente (véase figura 1.7). Con respecto a la BB, se puede afirmar que desde diciembre hasta abril la región actúa como una fuente neta de humedad. Entre mayo y septiembre la parte occidental actúa como fuente de humedad para las partículas dirigidas hacia la Z_2 y la parte oriental de la BB presenta valores de $(E - P)$ negativos. Durante el mes de octubre toda la región es un sumidero de humedad durante prácticamente los 10 días anteriores a la llegada de las partículas a Z_2 . En noviembre el comportamiento de la BB tiende a invertirse con respecto al mostrado durante el monzón de verano. En esta época es la parte oriental la que transporta humedad hacia la Z_2 . A la vista del comportamiento que presenta la BB a lo largo del año, se ha considerado interesante estudiar por separado la parte oeste de la BB (OBB) y la parte este de la misma (EBB).

En función de estos resultados se han seleccionado seis regiones fuente para realizar los análisis en las siguientes secciones. La figura 5.4 muestra la extensión de estas seis regiones y la tabla 5.1 detalla sus límites. Las regiones se han definido sobre una malla de $1^\circ \times 1^\circ$ a fin de compatibilizarla con el modelo de dispersión.

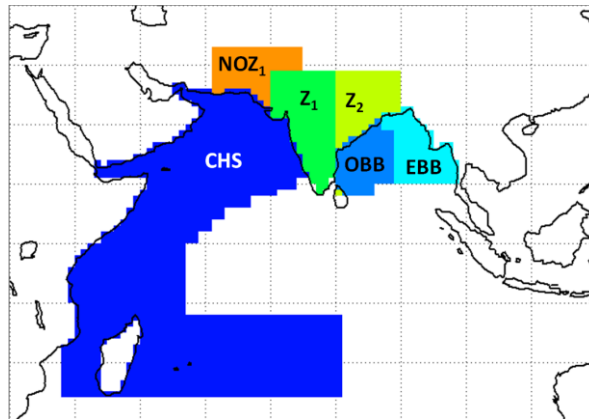


Figura 5.4. Regiones fuente de humedad para la Z_2 .

Región	Límites	Color en la figura	Área (km ²)
CHS	Superficie oceánica. Paralelos máx. y mín.: -15°S y 25°N. Meridianos máx. y mín.: 36°E y 80°E.	Azul oscuro	$1.52 \cdot 10^7$
NOZ₁	Superficie terrestre entre 20.5°N-28.5°N y 61.5°E-70.5°E y entre 28.5°N-33.5°N y 61.5°E y 75.5°N.	Naranja	$1.56 \cdot 10^6$
Z₁	Superficie terrestre entre 8.5-28.5 °N y 70.5-79.5 °E.	Verde	$2.09 \cdot 10^6$
Z₂	Superficie terrestre entre 8.5-28.5 °N y 80.5-89.5 °E.	Verde claro	$1.61 \cdot 10^6$
OBB	Superficie oceánica entre 8.5°N-11.5°N y 80.5°E-85.5°E y entre 11.5 - 21.5°N y 80.5°E-88.5°E	Azul	$1.06 \cdot 10^6$
EBB	Superficie oceánica entre 11.5°N-23.5°N y 88.5°E-98.5°E y entre 21.5°N-23.5°N y 86.5°E-88.5°E.	Azul claro	$1.41 \cdot 10^6$

Tabla 5.1. Denominación, límites geográficos y extensión de las regiones fuente de humedad consideradas en la Z_2 .

5.1.2. Cuantificación del transporte de humedad

Al igual que en el capítulo anterior, la determinación de regiones fuente de área fija nos va a permitir realizar una integral de área de los flujos de humedad desde cada una de las regiones. En la figura 5.5 se presentan las integrales de área de los flujos anuales en las regiones seleccionadas.

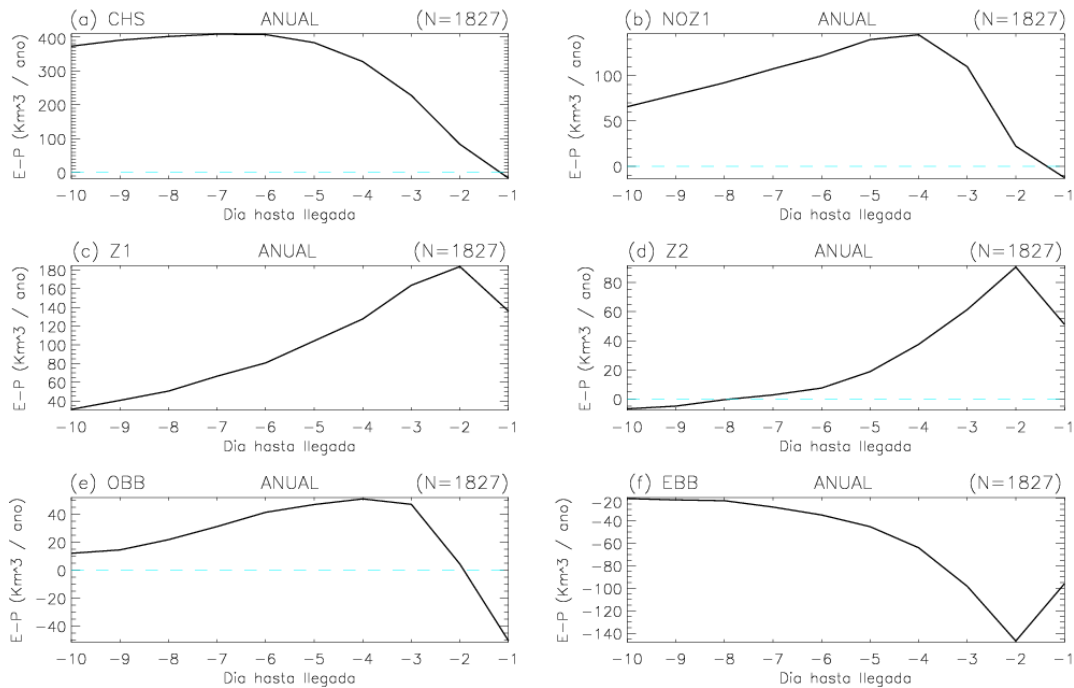


Figura 5.5. E - P neta integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente seleccionadas desde los días -1 a -10.

Al integrar por áreas se obtiene que CHS es la principal fuente de humedad desde el día -10 hasta el -3. Las aportaciones desde el día -10 hasta el -5 se sitúan en torno a los $400 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (figura 5.5.a). Las partículas que atraviesan esta región en los 4 días anteriores a su llegada a la Z_2 ganan una menor cantidad de agua, sin embargo, esta región sigue siendo la principal fuente durante los días -4 y -3, alcanzando recargas de aproximadamente $350 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ y $250 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ respectivamente. La Z_1 (figura 5.5.c), que constituye una fuente de humedad en los 10 días previos a la llegada de las partículas a la Z_2 , es la zona fuente mas importante en flujo neto de agua durante los días -2 y -1, en los que transporta 185 y $135 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ respectivamente. La Z_2 (figura 5.5.d) presenta, en promedio anual, un comportamiento bastante similar al mostrado por

la Z_1 . En general, la Z_2 se muestra como fuente durante prácticamente todos los días previos a la llegada de las partículas, pero con contribuciones superiores en los tres días inmediatamente anteriores. Los volúmenes máximos de recarga se producen en el día -2 con valores de $90 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. La NOZ_1 actúa como fuente neta de vapor de agua desde el día -2 al -10 y contribuye de forma sustancial al aporte de humedad hasta el día -3 precedente a la llegada del flujo a la zona (figura 5.5.b), con aportes máximos de $140 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ el día -4. Sin embargo, las masas de aire que atraviesan esta región pierden una gran cantidad de agua antes de llegar a la Z_2 y para el día anterior a la llegada a la zona actúan como sumidero neto de humedad. Al integrar anualmente el área de la región OBB, se obtiene que las partículas se encuentran ganando humedad desde los días -10 a -2 anteriores a su llegada a la Z_2 (figura 5.5.e). En contraste, la región EBB es un sumidero neto de humedad durante los 10 días (figura 5.5.f).

Tal y como se ha expuesto con anterioridad, las distintas regiones no tienen el mismo comportamiento a lo largo del año. En las figuras 5.6 y 5.7 se muestran las integraciones de los flujos netos de humedad sobre las áreas de las regiones fuente para los meses de enero y julio respectivamente. En el anexo B2 se presenta la integración de los flujos de humedad que se dirigen a Z_2 para todos los meses del año (figuras B2.13 a B2.24).

La región del CHS presenta valores positivos de $(E - P)$ desde los días -10 a -2 durante los meses de enero a marzo (véase figura 5.6.a), sin embargo, las cantidades máximas aportadas son limitadas (entre los 50 y los $85 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$). En la estación del pre-monzón los aportes son superiores, con máximos de $180 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en el día -5 y $370 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en el día -4 para abril y marzo respectivamente. La región del CHS inyecta agua en las masas de aire dirigidas hacia la Z_2 los diez días anteriores a la llegada a la zona durante el periodo comprendido entre junio y septiembre que, como se mencionó en el apartado 5.1.1, es cuando el chorro somalí está completamente establecido. Las aportaciones en junio, julio y agosto son considerablemente superiores que para septiembre. En junio los máximos aportes de vapor se producen durante el día -5 ($1100 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$), los días -6 y -7 en julio ($1500 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$) (figura 5.7.a), -7 y -8 en agosto ($1200 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$) y -10 en septiembre ($670 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$). Conviene, además,

señalar que en septiembre el flujo de aire es más lento (comparar las figuras B2.6 a B2.9, en septiembre las partículas apenas alcanzan la región del CHS en el día -1 y aún no han cruzado el ecuador el día -5). Durante los meses de octubre, noviembre y diciembre el CHS sólo se recarga de humedad durante los días anteriores al -5. La máxima contribución del CHS en octubre (post-monzón) tiene lugar el día -10 con una cantidad superior a $120 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. En noviembre y diciembre en ningún día se superan las recargas de 50 y $30 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ respectivamente.

En el caso de la Z_1 , las integrales de área muestran que esta región contribuye positivamente al flujo de humedad hacia la Z_2 durante todo el año. Desde enero hasta junio, las masas de aire que atraviesan esta región van ganando humedad hasta los dos últimos días anteriores a la llegada a la Z_2 (ver por ej. figura 5.6.c), a partir de los cuales pierden una parte de la humedad que transportaban (estas pérdidas se sitúan en torno a los $100 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$). En el mes de julio, el flujo de aire, aunque presenta fluctuaciones, va ganando humedad desde el día -10 hasta el -1, al que llega con un aporte neto de $220 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (figura 5.7.c). En agosto y septiembre se producen pérdidas de humedad entre los días -3 y -2, pero las contribuciones del día -1 siguen siendo considerables. En octubre, las masas de aire comienzan a perder humedad desde el día -5 y hacia adelante en el tiempo, siendo el único mes en el que los flujos de humedad presentan valores negativos el día anterior a la llegada. Para los meses noviembre y diciembre el comportamiento de la Z_1 es semejante al indicado para el principio del año, las partículas pierden ahora alrededor de $50 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ entre el día -2 y -1 antes de la entrada en Z_2 .

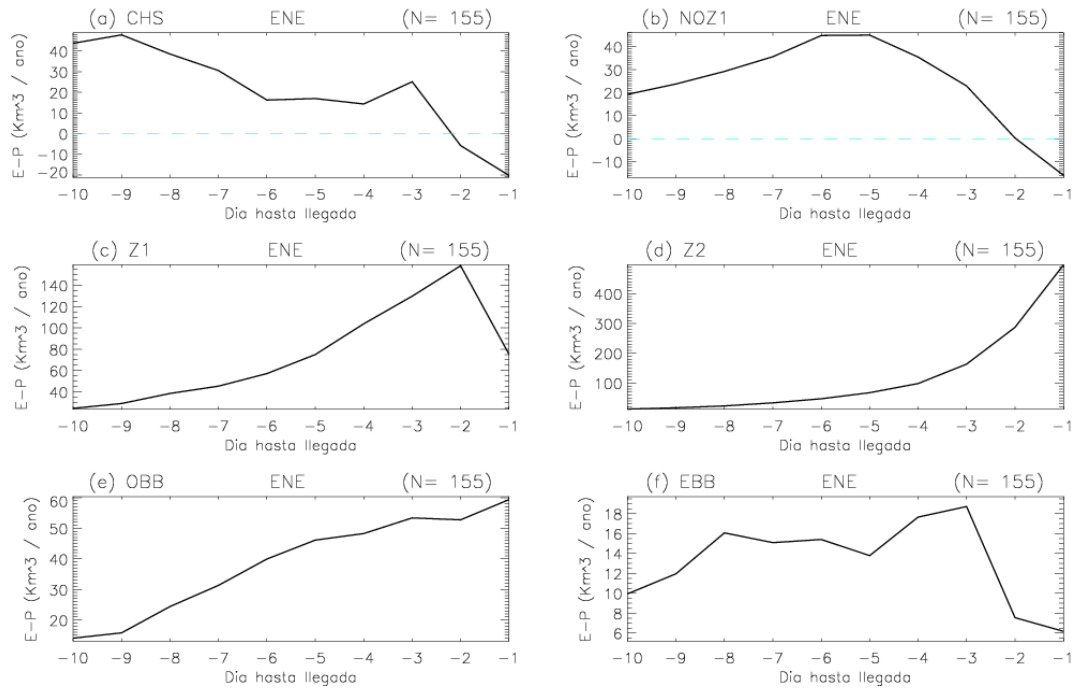


Figura 5.6. E-P neta del mes de enero integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente seleccionadas desde los días -1 a -10.

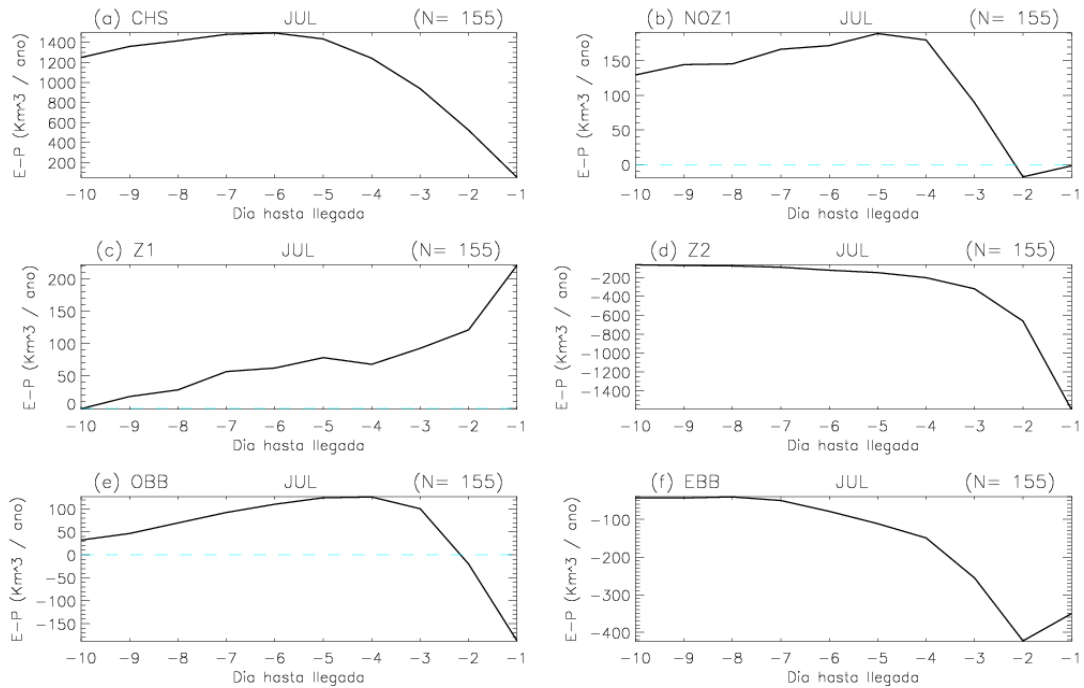


Figura 5.7. E-P neta del mes de julio integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente seleccionadas desde los días -1 a -10.

La región NOZ_1 se comporta de una forma bastante similar a la de Z_1 . Del mismo modo constituye una fuente neta de humedad para Z_2 durante todo el año, pero los máximos aportes se hallan entre uno y tres días antes que en la Z_1 debido, probablemente, a la mayor distancia de NOZ_1 a la zona de destino. En cuanto a la magnitud de las aportaciones, destacar que desde enero a marzo y en noviembre y diciembre, la contribución de la NOZ_1 es notablemente inferior a la de Z_1 , en cambio desde abril hasta octubre, los máximos aportes son similares o incluso superiores. Así, por ejemplo, durante el mes de mayo la Z_1 presenta un aporte máximo de $300 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para el día -2 y la NOZ_1 muestra una recarga de $430 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en el día -3.

En la Z_2 se efectúa reciclado de humedad en la atmósfera durante todo el año excepto para los meses desde junio hasta septiembre (monzón de verano) en los que la región se convierte en un sumidero neto de humedad (figura 5.7.d). Los aportes de humedad a la atmósfera desde la propia Z_2 son mayores, como es lógico, durante el día -1 (ej. figura 5.6.d) y las contribuciones máximas oscilan entre $395 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (enero) y $810 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (abril). Las pérdidas de humedad durante el monzón de verano también son más elevadas en el día -1 y varían entre $750 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (septiembre) y $1600 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ (julio).

Las regiones oceánicas de la BB (OBB y EBB) muestran una interesante variabilidad mensual. Desde enero hasta abril ambas regiones actúan como débiles fuentes de humedad (ver ej. figura 5.6.e y figura 5.6.f). Desde mayo hasta septiembre, la zona OBB constituye una fuente de humedad para la Z_2 desde los días -10 a -2 y la EBB un sumidero neto de humedad desde los días -10 a -1. Los mayores aportes de humedad en la OBB tienen lugar en julio y agosto con $130 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para el día -4. Las mayores pérdidas de humedad en la EBB durante el monzón de verano se producen siempre dos días antes de la llegada de las partículas a la Z_2 y oscilan alrededor de $400 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. En octubre ambas regiones actúan como un sumidero neto de humedad, siendo la OBB un sumidero de humedad más potente que la EBB. En noviembre, aún se producen pequeñas pérdidas de humedad en la OBB y la EBB actúa como fuente de humedad para la Z_2 . En diciembre la situación en la BB en su conjunto es bastante similar a la mostrada durante el mes de enero.

Con objeto de proporcionar un resumen de la variación anual que presenta el comportamiento de las distintas regiones, en la figura 5.8 se muestra la $(E - P)$ de las partículas dirigidas hacia la Z_2 desde los días -10 a -1 para todos los meses del año.

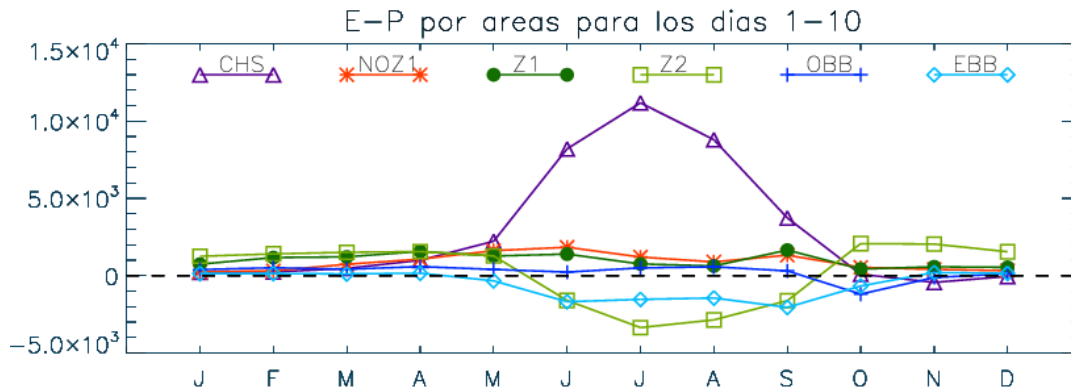


Figura 5.8. Distribución mensual de la contribución de humedad desde las regiones fuente para Z_2 . Se representa la integral espacial de los valores de $E-P$ entre 1-10 días para todas las regiones

Como se observa en la figura 5.8, se pueden considerar dos periodos distintos en relación al comportamiento de las regiones fuente de Z_2 :

- Uno de los periodos está constituido por los meses del monzón indio de verano (junio – septiembre), en los que el CHS inyecta elevadas cantidades de agua y la propia zona se convierte en un potente sumidero de humedad. Además, las regiones NOZ_1 , Z_1 y OBB son fuentes de humedad durante este periodo y la región EBB constituye un gran sumidero, tan fuerte como la Z_2 en junio y septiembre. Según Wang y Linho (2002) el pico del monzón en la zona de EBB tiene lugar a principios de junio y, un poco más hacia el este, sobre el golfo de Tailandia, a finales de septiembre.
- El segundo periodo comprende al resto de los meses del año. El reciclado es la fuente de humedad más relevante durante todo este periodo, excepto en el mes de mayo en el que la región del CHS es más activa. La Z_1 y NOZ_1 se comportan como fuentes de humedad para la Z_2 durante todo el periodo. La EBB se caracteriza por mostrar valores positivos de $(E - P)_{1-10}$ durante estos meses, excepto en mayo y octubre, algo lógico ya que el sur de la EBB posee la estación lluviosa más larga del monzón asiático, con una duración de alrededor

de 7 meses (Wang y Linho, 2002). La OBB aporta humedad todos los meses de este periodo excepto en octubre, que es un importante sumidero, y en menor medida en noviembre. Este comportamiento también muestra gran acuerdo con lo propuesto por Wang and Linho (2002) que afirman que las máximas precipitaciones en la zona del sur de OBB suceden entre octubre y noviembre. A esta zona, junto con el sureste de la India y Sri Lanka, se la suele denominar área de sombra del monzón de la India porque las lluvias en ella son menores que en las regiones colindantes (Annamalai et al., 1999). El hecho de que el comportamiento de las zonas OBB y la EBB muestre gran concordancia con los valores climatológicos promedio de duración e intensidad del monzón, indica que la mayor parte del tiempo las partículas de la BB están siendo advectadas hacia la Z_2 .

Finalmente, en la tabla 5.2 se resumen los resultados más importantes que se han obtenido del estudio del transporte general de humedad. Se exponen las recargas máximas y los días en que se producen. Así mismo, se ha incluido la estimación del aporte máximo por unidad de área de la región seleccionada.

Región	Mes de máximo aporte	Aporte máximo ($\text{km}^3/\text{año}$)	Día de aporte máximo	Aporte máximo por unidad de área de la zona ($\text{mm}/\text{año}$)
CHS	julio	1500	-6	98.5
Z_1	abril	390	-2	186.9
NOZ₁	mayo	430	-3	276.3
Z_2	abril	800	-1	497.7
OBB	julio/agosto	130	-4	123.2
EBB	abril	60	-1	42.6

Tabla 5.2. Resumen de los resultados para el transporte general de humedad hacia la Z_2 .

Destaca la gran intensidad de los aportes máximos que se producen desde la propia Z_2 . A pesar de que en promedio mensual, los mayores aportes de humedad a la atmosfera por parte de la Z_2 se realizan en octubre y noviembre, después de las lluvias del monzón (véase figura 5.8). El máximo aporte diario tiene lugar en el mes de abril,

probablemente causado porque en esta época del pre-monzón se producen las temperaturas máximas más elevadas (Kothawale et al., 2010) siendo frecuentes los desarrollos de tipo convectivo en el valle del Ganges y sus alrededores (Charttejee et al., 2008). Del mismo modo, en abril tiene lugar el mayor aporte diario de humedad desde la Z_1 a la Z_2 , aunque en promedio mensual las mayores contribuciones se producen en septiembre (figura 5.8). Como se indicó en el anterior capítulo, el reciclado de humedad a la atmósfera en la Z_1 presentaba cierta relevancia ya desde el mes de septiembre. La máxima recarga del CHS se produce en julio, coincidiendo con el pico normal del monzón tanto en el NE de la India (Deb et al., 2007) como en Bangladesh (Ahasan et al., 2010). Los aportes más intensos desde la NOZ_1 se efectúan en mayo, cuando la superficie de la tierra en la baja Indo-Pakistaní es más cálida y el calor sensible más intenso (Bollasina y Nigam, 2011). La EBB presenta las máximas contribuciones en abril, cuando también suceden los mayores aportes en promedio mensual. La OBB también presenta los mayores aportes en promedio mensual durante el mes abril pero, sin embargo, los máximos aportes diarios acontecen en julio y agosto, época en que viaja por ella el chorro de Somalia de niveles bajos transportando humedad.

5.2. Transporte de humedad y ocurrencia de precipitación en la zona 2

En la presente sección se pretende precisar cuáles, de las fuentes de humedad analizadas en la sección anterior, son decisivas en el desarrollo de precipitaciones en la Z_2 . Para ello, se va proceder de la misma forma que en el capítulo anterior separando el transporte de humedad relacionado con los eventos lluviosos del transporte de humedad que tiene lugar en los eventos secos de la Z_2 . De acuerdo con la metodología detallada en el capítulo 2, los eventos lluviosos comunes para toda la Z_2 se han determinado seleccionando aquellos días en los que se produce precipitación ($p > 0.1$ mm) simultáneamente al menos en un 48.5% de los puntos de grid de la zona.

En la figura 5.9 se expone la distribución espacial de los transportes de humedad para el caso anual considerando únicamente los días en que se registraron precipitaciones en la zona de estudio.

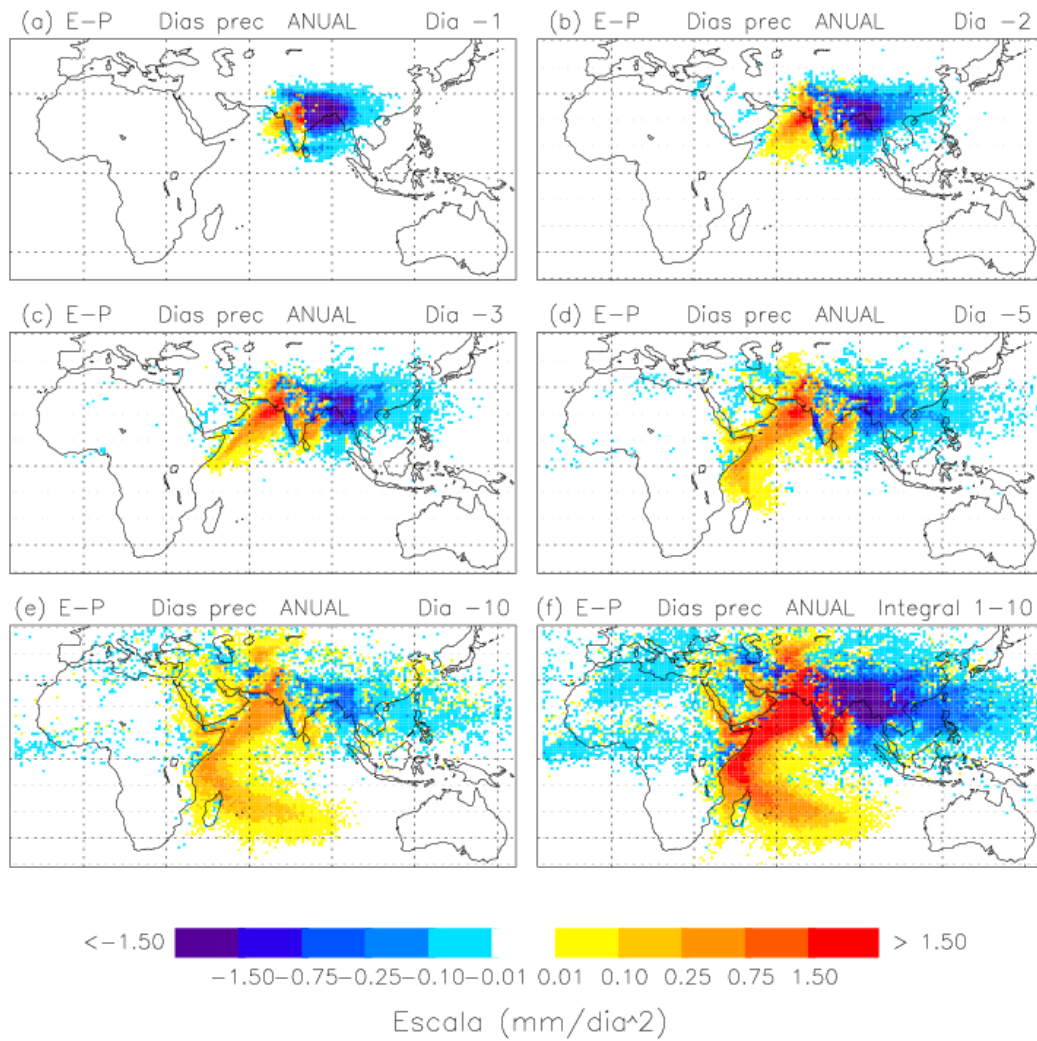


Figura 5.9. Distribución de E - P anual correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 2 los días en que se registra precipitación de cualquier intensidad en la misma. Se muestran las contribuciones de E-P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

Una de las principales diferencias entre el transporte general de humedad mostrado en la figura 5.1 y el transporte durante los eventos lluviosos (figura 5.9) radica en que durante los días previos a la generación de precipitación en la Z_2 , ésta ya constituye un sumidero de humedad. Así mismo, para los eventos de precipitación se puede apreciar un incremento en la intensidad de los aportes procedentes del CHS, especialmente en la parte del hemisferio sur (comparar, por ejemplo, la figura 5.1.f y figura 5.9.f). Otra diferencia significativa consiste en que durante los días lluviosos, una pequeña porción de la humedad transportada por el chorro de Somalia se separa del mismo en el mar Árabe y, bordeando por el sur a la Península India, se une a la región

de OBB. Se trataría, por tanto, de humedad advectada por el brazo más meridional del chorro cuando se ha producido la separación del mismo (véase la figura 1.15). Se observa también que en el caso global existe una mayor dispersión de partículas hacia el oeste mientras que en los periodos de precipitación la dispersión de partículas parece aumentar hacia el este. En general, el comportamiento del transporte anual de humedad en eventos lluviosos es parecido al transporte global mostrado para la estación húmeda (véase como ejemplo la figura 5.3 del mes de julio) dado que el 80% de los eventos lluviosos está comprendido en este periodo de tiempo.

La figura 5.10 muestra las integrales de área en promedio anual desde el día -10 hasta el día -1, considerando por separado los días en los que se registraron precipitaciones en la zona de estudio y los días secos.

Los flujos totales de humedad muestran variaciones en todas las regiones si se comparan los días de precipitación con los días secos. La zona del CHS muestra un gran incremento en sus aportes desde los días -10 a -1, que se triplican respecto a los periodos secos (figura 5.10.a). La región terrestre Z_1 aporta menos agua durante los cinco días anteriores a los eventos de precipitación que durante mismos días anteriores a los eventos secos y sin embargo aporta más cantidad de agua desde los días -10 a -5 (figura 5.10.c). La región terrestre NOZ_1 se muestra más activa durante los periodos de precipitación, elevando los valores de sus recargas (figura 5.10.b). Como se ha mencionado, la Z_2 pasa de ser una fuente de humedad en promedio para los días secos a convertirse en un potente sumidero para los días en que se produce precipitación (figura 5.10.d). La OBB contribuye activamente al transporte de humedad hacia la Z_2 desde los días -10 a -2. Las masas de aire que atraviesan la OBB pierden humedad antes de llegar a la zona durante el día -1 (figura 5.10.e), sin dejar necesariamente por ello de actuar como fuente efectiva. Por último, la región EBB mantiene su función como sumidero neto de humedad, siendo la magnitud de $E - P$ considerablemente más negativa durante los días previos a eventos de precipitación (figura 5.10.f). Como se ha mencionado con anterioridad, el comportamiento de los días lluviosos en promedio anual se asemeja, de un modo general, al transporte global durante la estación húmeda (comparar, por ejemplo, la figura 5.10 y la figura 5.7).

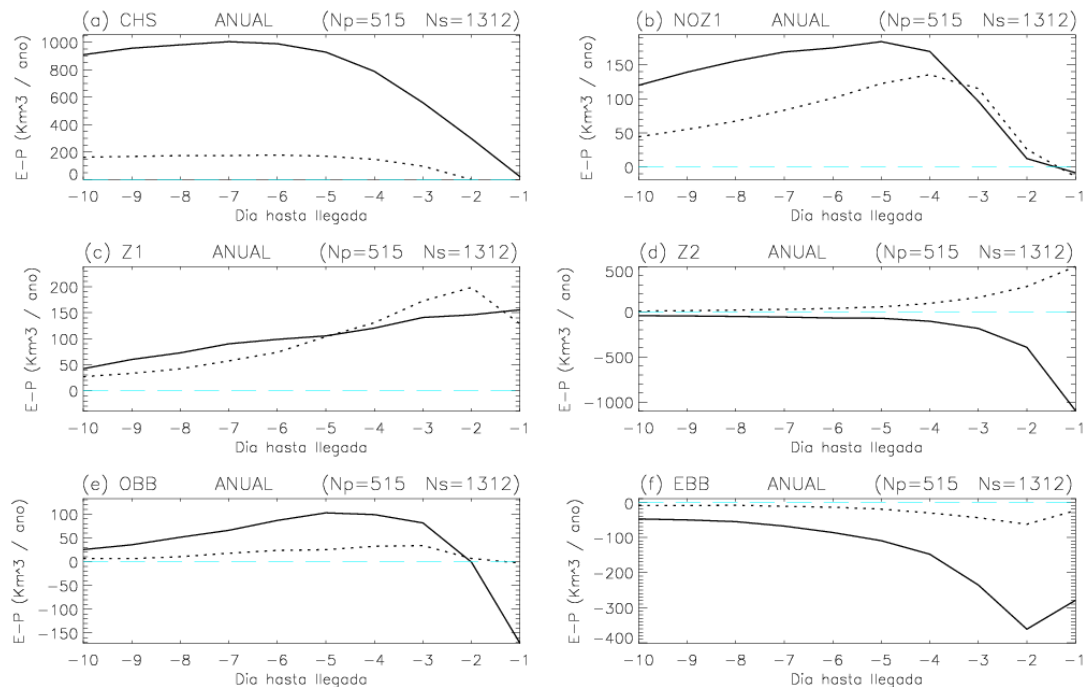


Figura 5.10. E-P neta integrada espacialmente y anualmente en los días secos (línea punteada) y en los que se registra precipitación de cualquier intensidad (línea continua) para cada una de las regiones fuente desde los días -1 a -10.

Al analizar la descomposición en días secos y húmedos de los transportes mensuales se pone de manifiesto la diferencia entre las distintas fuentes en el desarrollo de las precipitaciones a lo largo del año. Al igual que en el caso de la Z_1 , los eventos lluviosos se concentran preferentemente durante la época del monzón de verano y, en menor medida, en los meses de mayo (pre - monzón) y octubre (post - monzón) (véase figura 2.3). En los restantes meses del año, desde noviembre hasta abril, los días de precipitación acontecidos son muy escasos como para extraer conclusiones de tipo climatológico. No obstante, en el anexo B2 se exponen los mapas a escala mensual de las trayectorias seguidas por las partículas de humedad cuando tienen lugar precipitaciones en la Z_2 (figura B2.25 a figura B2.36). Así mismo, en las figuras B2.37 a B2.48 pueden consultarse las integrales de área de los flujos mensuales desde cada una de las regiones para los días húmedos y los secos. A continuación se examinan las características de las fuentes de humedad en la estación del monzón (a), durante el resto del año (b) y se presenta un esquema general de todo el año (c):

(a) *Monzón de verano:*

En la figura 5.11 se muestran las integrales desde el día -10 a -1 de los intercambios de humedad durante el periodo comprendido entre junio y septiembre (JJAS) para los eventos lluviosos y los periodos secos.

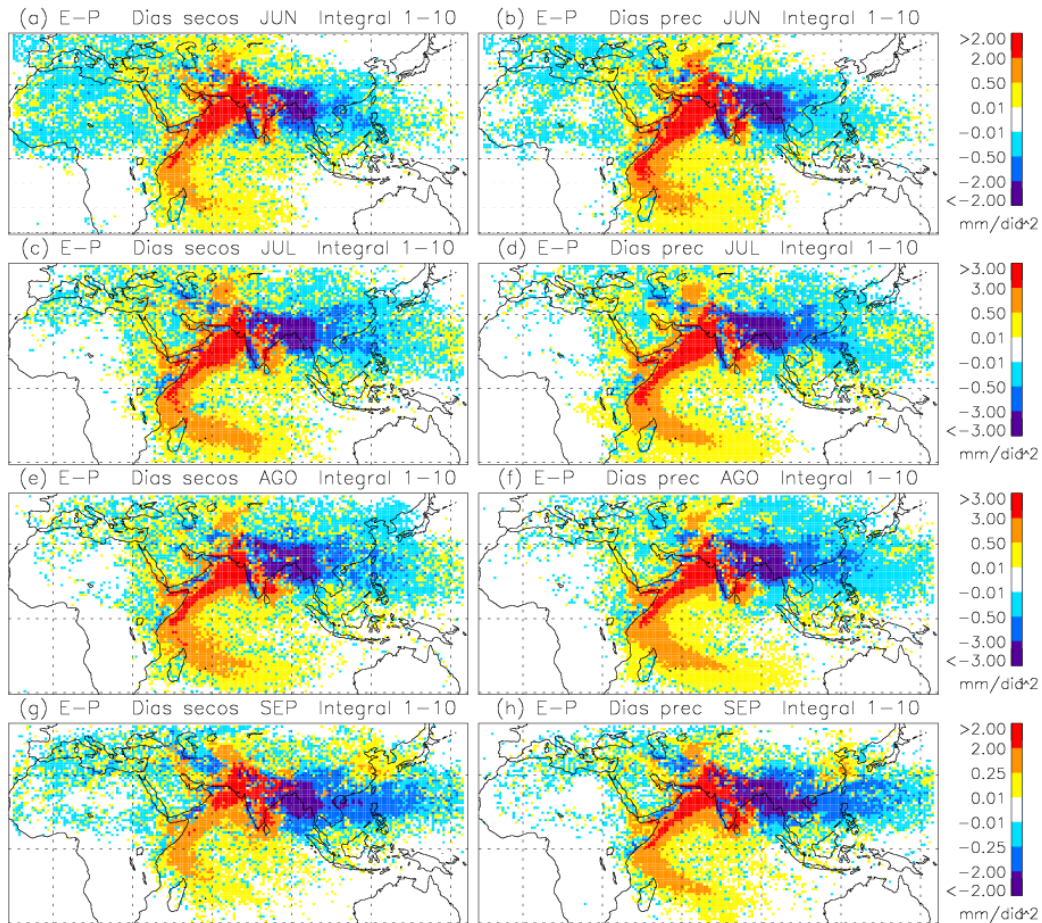


Figura 5.11. Distribución de E - P desde el día -10 a -1 de los meses de junio - (a) días secos y (b) días húmedos -, julio - (c) días secos y (d) días húmedos -, agosto - (e) días secos y (f) días húmedos -, y septiembre para (g) días secos y (h) durante los días en los que se registra precipitación de cualquier intensidad.

Durante los meses de junio y septiembre los transportes procedentes del sur de la región del CHS son claramente mayores para los días en que se registran precipitaciones en la Z_2 . En cambio, durante julio y agosto el comportamiento de las fuentes de humedad no difiere demasiado con la ocurrencia o ausencia de precipitación. Por otro lado, durante los cuatro meses, tanto para los días secos como para los húmedos, se

observa que el chorro de Somalia transporta un mayor flujo de humedad en su trayectoria por la bahía de Bengala (región OBB y no CHS). En general, y también para todos los casos, se manifiesta una gran dispersión de partículas hacia el este, que podría deberse al transporte de humedad en los vientos de niveles altos que proceden de esta dirección durante el ISM.

Aunque a primera vista los patrones de transporte de humedad durante el monzón de verano son bastante similares para todos los días, acontezcan o no lluvias en la Z_2 , cuando se comparan las integrales de área se evidencian diferencias en la magnitud del transporte de humedad que pueden ser decisivas para el desarrollo de las precipitaciones. En la figura 5.12 se presentan, a modo de ejemplo, las integraciones para el mes de agosto. Como se ha indicado con anterioridad, en las figuras B2.42 a B2.45 del anexo B pueden consultarse estas integrales de área para los 4 meses del monzón de verano.

El resultado obtenido en junio y septiembre confirma que la región del CHS se muestra más activa en los días húmedos que en los secos durante todos los días (-10 a -1), lo que pudiera deberse a que una parte de los días secos de estos dos meses pertenezcan al inicio y cese del monzón respectivamente. En cambio, durante los periodos húmedos de julio y agosto la intensidad de las recargas del CHS es superior desde los días -10 a -6 aproximadamente, e inferior para los restantes días hasta la llegada a la zona (figura 5.12.a).

Además, en todo el periodo de JJAS, la OBB aporta más humedad prácticamente desde los días -10 a -2 anteriores a los eventos de precipitación (figura 5.12.e). En los mapas de anomalías del viento, presentados en el capítulo 3, se observaba que tanto para los días de precipitación leve, moderada como extrema (figuras 3.5 b, 3.5.c y 3.5.d) había una mayor cantidad de aire del chorro somalí que se separaba del brazo principal en dirección sureste, lo que sugiere que esta subdivisión del chorro aumenta la probabilidad de que se produzcan precipitaciones en la Z_2 .

En la región Z_2 no se produce reciclado de humedad durante JJAS en promedio mensual (ver ejemplo en la figura 5.12.d). La zona se comporta como un sumidero de

humedad durante los días secos (pérdidas del día -1: $400 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en junio, $1150 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en julio, $1000 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en agosto, $300 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en septiembre), y como un sumidero más potente aún durante episodios de precipitación (pérdidas del día -1: $1300 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en junio, $1750 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en julio, $1400 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en agosto, $1100 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ en septiembre).

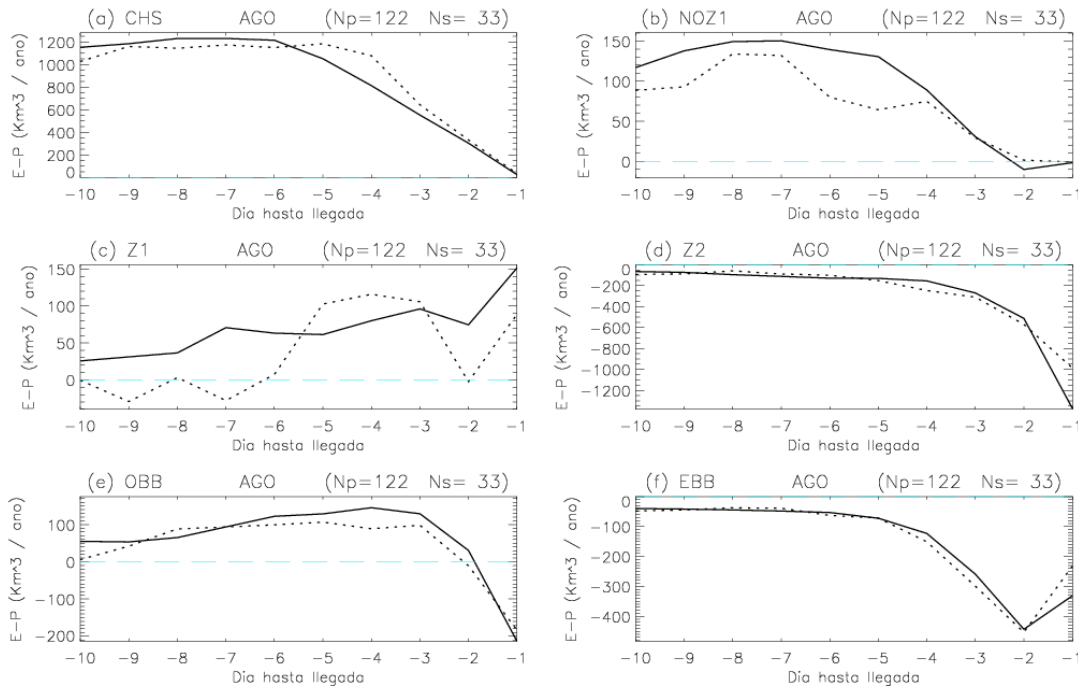


Figura 5.12. E-P neta integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente y para los días -1 a -10 durante el mes de agosto, tanto en los periodos en que se registra precipitación de cualquier intensidad en la Z_2 (línea continua) y como en los días secos (línea punteada).

La región terrestre Z_1 aporta humedad a la Z_2 durante los 10 días anteriores a la generación de la precipitación en la misma (figura 5.12.c). En cambio, los días anteriores a los periodos secos, los aportes de la Z_1 presentan más fluctuaciones, constituyendo esta región un sumidero de humedad durante gran parte del tiempo. La NOZ_1 parece constituir una región de aporte de vapor de agua relacionada con la precipitación (figura 5.12.b) durante el mes de agosto, sin embargo durante los restantes meses del monzón de verano los aportes desde esta región no son tan claramente superiores durante los periodos lluviosos.

Durante los días de precipitación, la región EBB se comporta como un sumidero neto de humedad sin mostrar diferencias sustanciales en los valores de $(E - P)$ respecto a los días secos, con la excepción de que en el día -1 las pérdidas son superiores para los días lluviosos (figura 5.12.f).

A la vista de lo anteriormente expuesto, podemos afirmar que en el monzón de verano la ocurrencia de precipitaciones en la Z_2 parece estar condicionada por una mayor bifurcación del chorro de Somalia y, en consecuencia, por el transporte de humedad de la región OBB. La humedad transportada por la región CHS parece ser importante solamente desde el día -6 a -10 aproximadamente. El aporte de humedad por parte de las regiones Z_1 y la NOZ_1 tiene una importancia menor aunque apreciable, especialmente durante el mes de agosto.

(b) Pre-monzón, post-monzón y monzón de invierno.

Durante el mes de mayo (pre-monzón) se desarrollan 32 eventos de precipitación en la Z_2 y 25 episodios durante el mes de octubre (post-monzón) durante el periodo 2000-2004. En la figura 5.13 se muestran los transportes de humedad en el día -3 y para la integral desde los días -10 a -1 durante los periodos secos y los húmedos de estos dos meses.

En el mes de mayo, durante el día -3 anterior a los eventos lluviosos (figura 5.13.b) la OBB inyecta a la atmosfera una mayor cantidad de agua que durante los días secos (figura 5.13.a), mientras que la EBB se comporta como un sumidero de humedad más intenso. El mes de mayo, constituye una de las épocas del año en que se producen un mayor número de ciclones tropicales en la bahía de Bengala (estadísticamente mayo es el segundo mes en número de ciclones severos después de noviembre) (Dube et al., 1997). Mientras que en noviembre los ciclones se mueven hacia el oeste y alcanzan la costa este del sur de la India, en mayo, los ciclones que se desarrollan en la bahía de Bengala y se mueven en dirección noreste alcanzando Bangladesh y Myanmar (Singh et al., 2001).

Por otra parte, aunque la fecha normal de disparo del monzón en la Z_2 sucede entre el 5 y el 15 de junio, cuando se comparan los transportes de humedad de los días

húmedos y secos (figura 5.13.c y figura 5.13.d) queda de manifiesto que los días de lluvia del mes de mayo están relacionados con la extensión de los transportes de humedad desde el océano Índico del hemisferio sur.

En el mes de octubre, en el día -3, la región Z_2 se comporta como una fuente de humedad para los días secos (5.13.e) y presenta un comportamiento heterogéneo para los días lluviosos (5.13.f), en los que se aprecian valores positivos de $(E - P)$ en el mar Arábigo, sur de la Península India y en algunos puntos de la Península de Indochina.

Sin embargo, las figuras de la integral desde los días -10 a -1 (figura 5.13.g y 5.13.h) muestran que los días de precipitación en octubre están claramente ligados a la fase final del flujo de gran escala correspondiente al monzón de verano. También se detecta advección de humedad desde el mar de la China a través de la Península Indochina. Durante la última etapa del monzón comienzan a desarrollarse altas presiones en el continente asiático. Esto, unido al gran aumento de las anomalías negativas de presión en la baja Subtropical del oeste del Pacífico, provoca el desarrollo de un conocido gradiente de presión a lo largo de la costa sureste de China (Lim et al., 2002). Este mecanismo induce un fuerte transporte de humedad del noreste (figura 5.13.h).

Desde enero hasta abril, los periodos de precipitación se caracterizan por presentar mayores aportes de humedad desde la región del CHS y la BB ($OBB + EBB$) que los periodos secos. De igual manera, la Z_1 y la Z_2 muestran aportes de humedad ligeramente más elevados, pero las contribuciones desde la NOZ_1 son inferiores cuando se producen precipitaciones. Como se ha mencionado, debido al escaso número de días lluviosos que tiene lugar en esta época del año, las variaciones en el comportamiento de las fuentes de humedad no aportan información de tipo climático sino que son el resultado de las situaciones meteorológicas particulares.

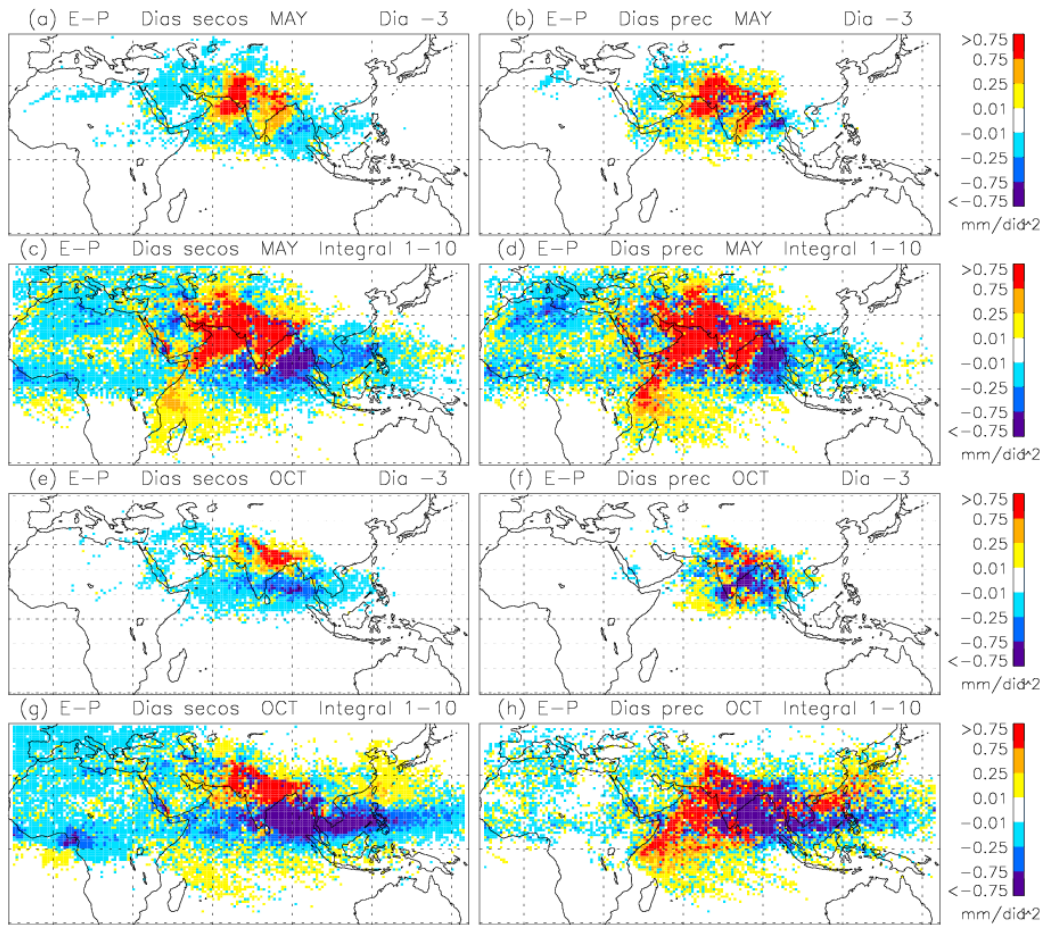


Figura 5.13. Distribución de E-P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la Z_2 en el mes de mayo tres días antes de la llegada para (a) días secos y (b) días húmedos, y la integral completa desde los días -1 a -10 en (c) los días secos y (d) días húmedos; y en el mes de octubre también tres días antes de la llegada para (e) días secos y (f) días húmedos, y la integral completa desde los días -1 a -10 en (g) los días secos y (h) durante los días en los que se registra precipitación de cualquier intensidad.

Se han analizado algunas de estas situaciones. Al igual que en el caso de la Z_1 , este análisis nos permite verificar que la metodología es válida para describir la precipitación en la India para el caso de eventos individuales de precipitación. A continuación se citan algunos ejemplos:

Al igual que en la parte noroccidental de la India, las WD son importantes durante el invierno en la llanura Indo – Gangética. Así, por ejemplo, los eventos sucedidos en la Z_2 el día 17 de abril de 2001 y los días 18 y 19 de febrero de 2003 fueron debidos a perturbaciones de este tipo (Puranik y Karekar, 2009). En el evento de febrero de 2003, la región del CHS transportó $600 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ el día -2 frente a los 50

$\text{km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ del promedio global. En la perturbación del mes de abril de 2001, el transporte de la Z_1 el día -1 fue de $820 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ mientras que la advección de humedad en promedio global es de $380 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$.

Durante marzo, abril e incluso mayo también es frecuente el desarrollo de fenómenos convectivos en la llanura del Ganges y la región de Bengala (NE India y O Bangladesh) y sus alrededores (Chatterjee et al., 2008). Un ejemplo de este tipo de situaciones fue la acontecida el día 12 de marzo de 2003 en los alrededores de Calcuta (Sinha y Preadhan, 2006), cuando se ha descrito un evento de precipitación moderada. La Z_2 incrementó sus aportes en $400 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ respecto al promedio total del día -1.

(c) Síntesis general.

En la figura 5.14 se expone, a modo de resumen, la diferencia de las aportaciones en los días húmedos menos las contribuciones en los días secos, para cada una de las regiones fuente analizadas y durante todos los meses del año. Se muestran las diferencias de dos en dos días desde el -10 al -1.

Durante el periodo comprendido entre mayo y octubre, la Z_2 recibe mayor aporte de humedad procedente del CHS desde el día -7 a -10 para todos los meses. Así mismo, entre los días -6 a -1, el CHS contribuye con una mayor cantidad de $(E - P)$ en todos estos meses, excepto en julio y agosto, cuando aporta menos humedad a la atmosfera. No obstante, durante los días -3 y -4 de julio y agosto se observan mayores flujos de humedad desde la bahía de Bengala (OBB en julio y EBB en agosto). En los días -1 y -2 las mayores variaciones se registran en la propia Z_2 , que comienza ya a perder unas cantidades de agua considerablemente superiores. Destaca el hecho de que en julio y agosto (cuando el número de eventos extremos es mayor) las variaciones observadas en las distintas regiones fuente son menos significativas que en los restantes meses. Por tanto, se podría suponer que hay otros factores relacionados con el desarrollo de precipitaciones, como las características sinópticas y/o la influencia de la orografía.

En los meses desde enero hasta abril y desde noviembre a diciembre, han acontecido eventos puntuales, por tanto, sólo se consideran significativas las variaciones de las fuentes de humedad durante los días inmediatamente anteriores al desarrollo de

precipitaciones (-2 y -1). Desde enero a abril, fundamentalmente se observa ganancia de humedad de la OBB y la Z_2 (esta última relacionada con los fenómenos convectivos). En noviembre y diciembre quizás lo más destacado sea la enorme pérdida de humedad que tiene lugar en la OBB debido al desarrollo de tormentas tropicales en esta zona.

5.3. Transporte de humedad e intensidad de precipitación en la zona 2.

En la presente sección se estudian los transportes de humedad durante episodios de precipitación de diferente magnitud en la región Z_2 . La comparación de estos resultados con los de la sección anterior nos permite analizar la actividad relativa de las fuentes de humedad en función de la intensidad de la precipitación. Como se indicó en el capítulo 2, para este propósito se han clasificado los días de precipitación según su carácter en leves, moderados y extremos. En el caso de Z_2 , los episodios de precipitación de carácter extremo corresponden al 10% de los eventos de precipitación con mayor intensidad en un 45.8% de los puntos de grid simultáneamente. De la misma forma, los eventos de intensidad moderada comprenden el siguiente 40% de los días con mayor intensidad en un 45.8% de los puntos. Los eventos de carácter leve son el restante 50% de los días de precipitación.

Al igual que ocurría en la Z_1 , los eventos de precipitación extrema en la Z_2 se encuentran prácticamente comprendidos en los meses desde junio hasta septiembre. Por tanto, el estudio de las fuentes de humedad para distinta intensidad en la precipitación en la Z_2 también queda restringido a la estación del monzón de verano (JJAS). Del mismo modo, si se analizaran las diferencias entre fuentes de humedad mes a mes, la muestra sería extremadamente reducida para alcanzar conclusiones robustas teniendo en cuenta el periodo de cinco años disponible. Así, por ejemplo, en el mes de junio sólo se encuentran 7 eventos de precipitación extrema en el periodo 2000 - 2004. En consecuencia, y con el objetivo de obtener resultados más significativos desde el punto de vista climático, se analizarán las fuentes de humedad en promedio para el conjunto de estos cuatro meses.

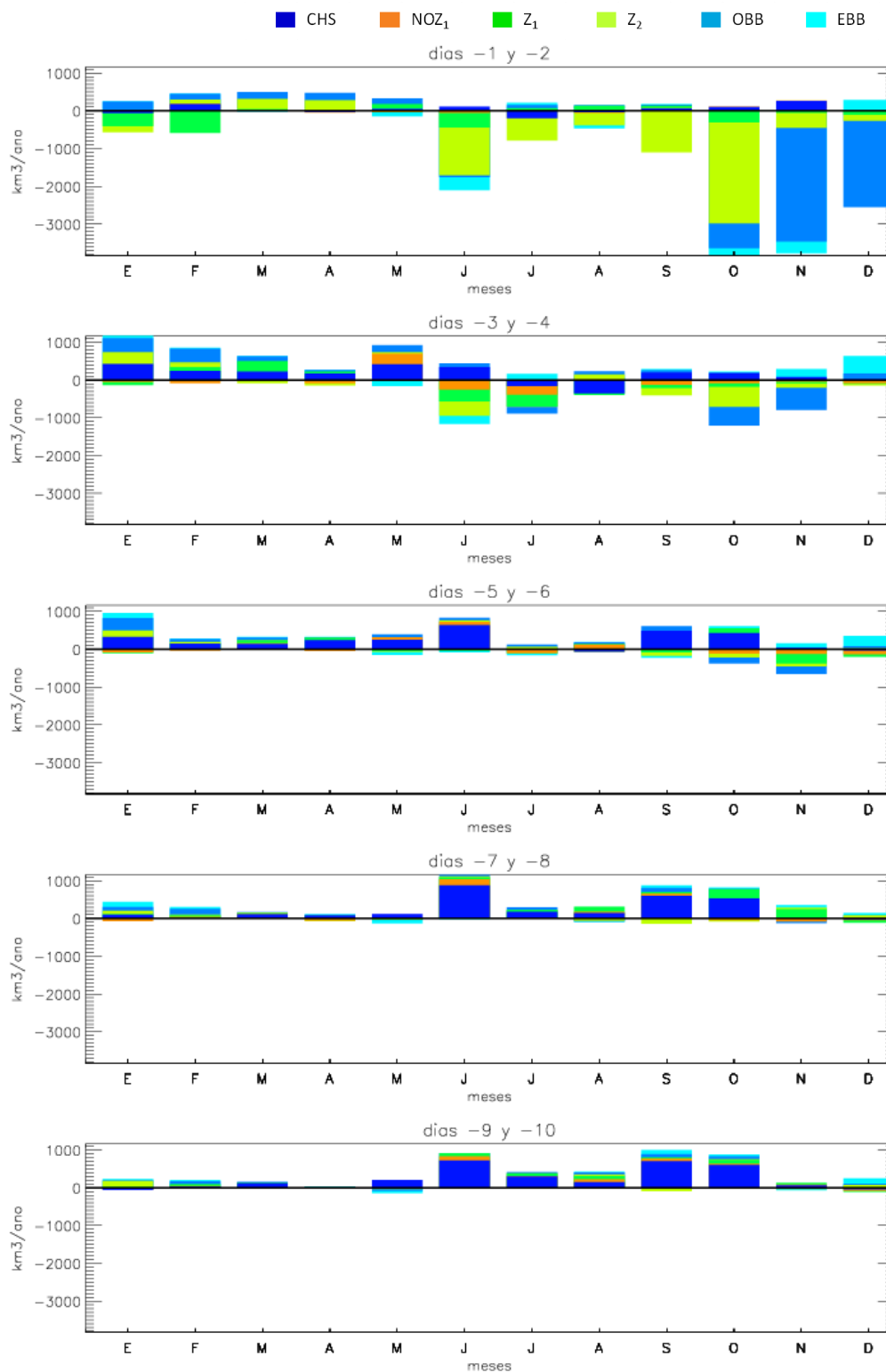


Figura 5.14. Distribución mensual de las diferencias entre la humedad aportada en los eventos lluviosos menos la de los secos. Se muestran las diferencias en intervalos de dos días desde -10 hasta -1.

Una consideración previa a tener en cuenta al efectuar este análisis, es que las fuentes de humedad decisivas en la generación de precipitación presenten un comportamiento más o menos homogéneo durante los cuatro meses. La única diferencia que se ha observado radica en el comportamiento de la región CHS en los días -5 a -1 ya que, como se verá a continuación, durante los meses de junio y septiembre transportaba más humedad en los días lluviosos que en los secos, y al revés durante julio y agosto. En la sección anterior se expuso que el comportamiento de julio y agosto parece el esperable ya que el chorro de Somalia se bifurca sobre el mar Arábigo en los días lluviosos, considerándose que el diferente comportamiento en junio y septiembre probablemente se deba al hecho de incluir días del inicio y final del monzón. No obstante se prestará especial atención al comportamiento de la región CHS durante estos días.

En la figura 5.15 se muestran las contribuciones espaciales de las fuentes de humedad durante los días -1, -3 y -7 para los periodos de precipitación de intensidad leve y para los eventos de precipitación de carácter extremo en JJAS.

Los patrones de $(E - P)$ durante el día -7 (figura 5.15.e y figura 5.15.f) revelan que la región OBB presenta recargas de humedad algo más intensas para los días de precipitación extrema que durante los días leves. Sin embargo, los flujos de $(E - P)$ obtenidos en OBB para el día -3 (figura 5.15.c y figura 5.15.d) indican que durante este día las recargas de humedad son mayores para los episodios de precipitación de carácter leve en la Z_2 . En la sección anterior se mostró que la región OBB transportaba mas humedad cuando existía precipitación en la Z_2 que en días secos y, sin embargo, parece que durante el día -3 la región OBB transporta menos humedad cuando la precipitación es más intensa. La región del CHS presenta contribuciones ligeramente mayores los días -3 y -7 previos a los eventos de precipitación fuerte, pero las diferencias son muy pequeñas.

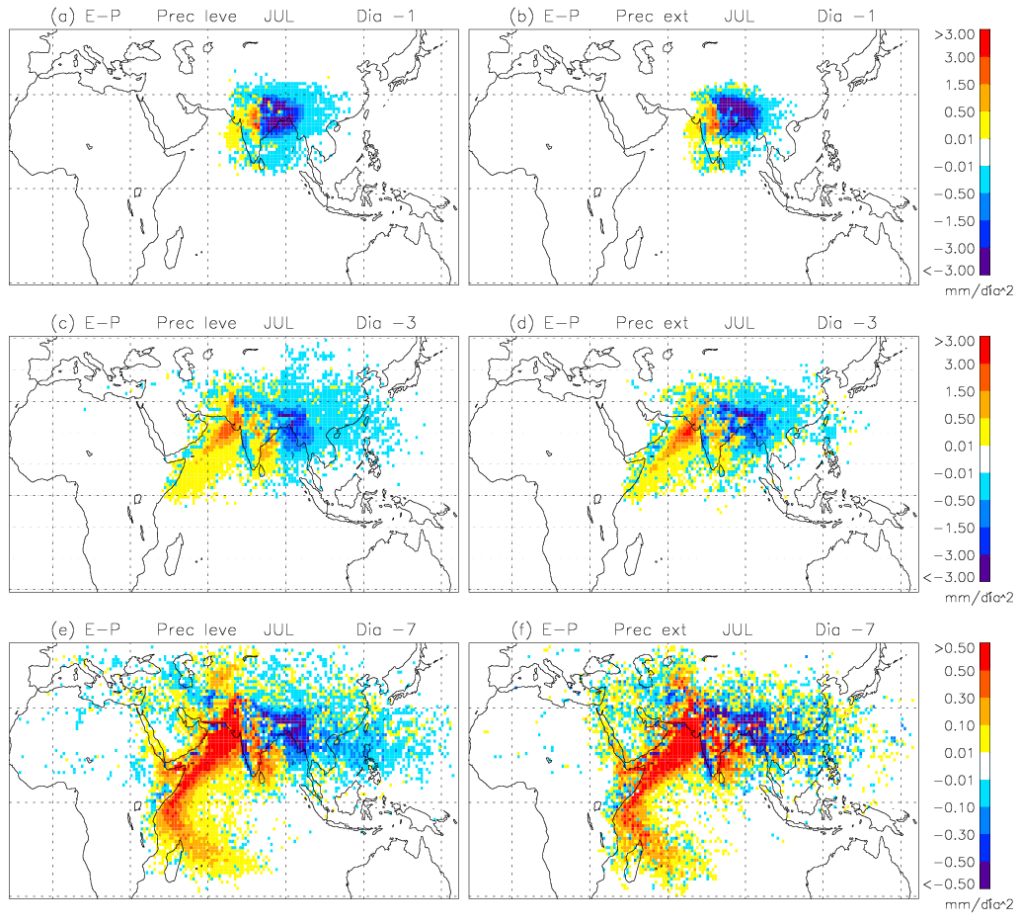


Figura 5.15. Distribución de E-P durante JJAS correspondiente a las partículas dirigidas hacia la Z_2 los días en los que se registran precipitaciones leves para a) el día anterior a la llegada, c) tres días antes, e) ocho días antes de la llegada y de los días en los que se registran precipitaciones de carácter extremo para b) el día anterior a la llegada, d) tres días antes y f) siete días antes de la llegada.

Al analizar los transportes de humedad durante el día -1 se observa que el día anterior a la llegada de las partículas a Z_2 , los principales aportes de humedad provienen de la Z_1 y que la Z_2 se comporta como un sumidero neto de humedad. Aunque la extensión de la región sumidero es similar en ambos casos, se advierten diferencias en la distribución espacial de las pérdidas de humedad más elevadas. En el caso de la precipitación leve, las mayores pérdidas de humedad se encuentran entre el sur de la Z_2 y el norte de la bahía de Bengala. En los días de precipitación extrema, la Z_2 muestra ser un potente sumidero de humedad sobre su área más septentrional, a los pies de la cordillera del Himalaya. Este comportamiento es coherente con los patrones de precipitación del monzón de verano en el NE de la India y Bangladesh, que indican que

la precipitación más intensa se sitúa hacia el norte y suele ser debida a la interacción con la orografía (Romatschke y Houze, 2011).

Las integrales de área muestran de forma más clara las diferencias anteriormente comentadas (figura 5.16).

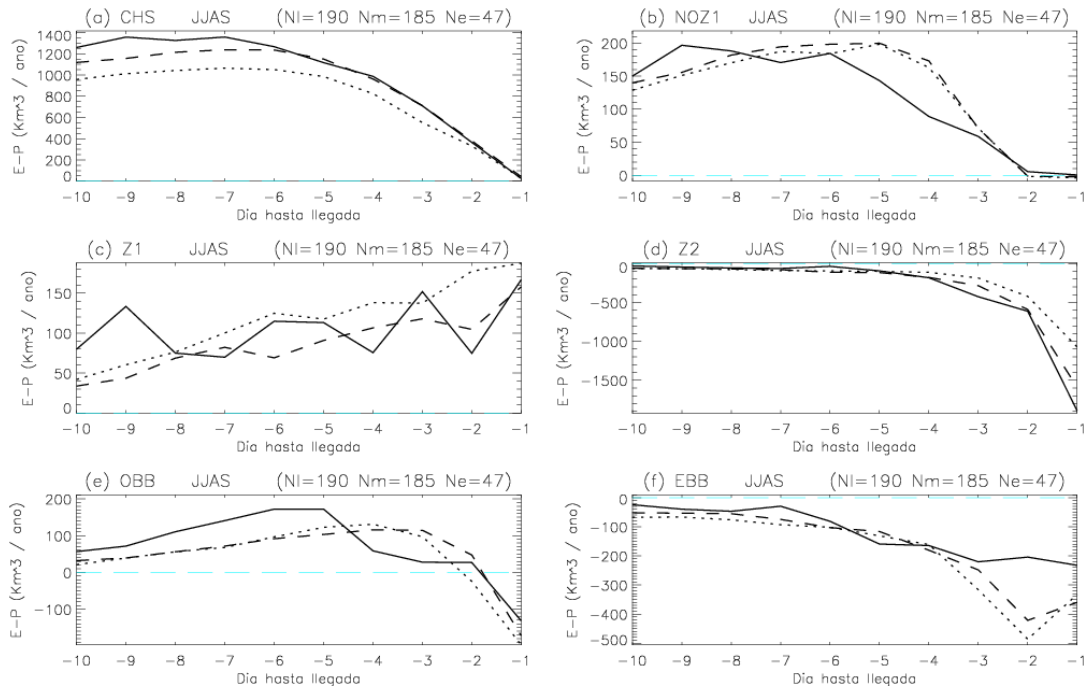


Figura 5.16. E-P neta en JJAS, integrada espacialmente para las distintas regiones fuente desde los días -1 a -10 durante los eventos en que se registra precipitación leve (línea punteada), precipitación de intensidad moderada (línea trazos) y precipitación de carácter extremo (línea continua).

Las masas de aire que viajan por el CHS incorporan más vapor de agua desde los días -10 a -6 a medida que se intensifica la precipitación (figura 5.16.a). Esta pauta no se mantiene en los días sucesivos, ya que desde el día -5 al día -2 la región CHS presenta exactamente el mismo comportamiento en los casos de precipitación moderada y de carácter extremo, aunque en ambos casos la región incorpora más vapor de agua que cuando las lluvias son débiles. El valor de $(E - P)$ en CHS es prácticamente nulo para el día -1 porque el día anterior a la llegada a Z_2 muy pocas partículas continuaban atravesando la región CHS (están situadas ya sobre Z_1).

Las pérdidas de humedad de la propia Z_2 (figura 5.16.d) muestran un comportamiento coherente con la clasificación obtenida para los días de precipitación, ya que se incrementa la capacidad de sumidero cuando la precipitación es más intensa. Durante el día -1 las pérdidas son de $1100 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$, $1600 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ y $1900 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ para los periodos de precipitación leve, moderada y extrema respectivamente.

La Z_1 no presenta variaciones significativas (figura 5.16.c). La región de NOZ_1 disminuye sus aportes para los días de precipitación extrema, pero los flujos de vapor de agua presentan un comportamiento similar durante las lluvias débiles y de carácter moderado (figura 5.16.b).

Del mismo modo, las regiones OBB y EBB (figura 5.16.e y figura 5.16.f) presentan una conducta muy parecida para los días de precipitación leve y moderada, y otra diferente para los días de precipitación fuerte. Durante los días de precipitación débil y moderada la región OBB es una fuente de humedad desde los días -10 a -2 y la región EBB presenta las pérdidas más elevadas en el día -2 (que oscilan en torno a los $500 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ y $400 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$). Las anomalías del viento para estos dos casos, que se expusieron en el capítulo 3 (figura 3.2.2.b y figura 3.2.2.c), mostraban la existencia de un sistema de bajas presiones en la parte este de la vaguada del monzón. Estos sistemas sinópticos, responsables de la gran mayoría de las precipitaciones en India, se forman normalmente en el norte de la bahía de Bengala y podrían ser los responsables de las descargas de humedad observadas en la EBB el día -2. Durante los días de precipitación extrema, la OBB transporta más humedad desde el día -10 hasta el -5, pero desde este último día hasta el día -2, pierde alrededor de $150 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$. En cambio, La región EBB muestra unas pérdidas de humedad más moderadas que en los días de lluvias menos intensas.

En resumen, el chorro somalí aumenta su transporte de humedad desde los días -5 a -10 a medida que aumenta la intensidad de la precipitación. Por tanto, parece que los eventos más extremos, al igual que en la Z_1 , están ligados a un mayor transporte del chorro desde las zonas fuente de humedad de la región CHS más alejadas a Z_2 . No obstante, desde los días -5 a -1 no se observa ninguna diferencia con respecto a los días de precipitación moderada (lo que sugiere que la ocurrencia de precipitación extrema

depende fuertemente de las recargas sobre el CHS muy lejos de la India). Así mismo, durante los días de precipitación de carácter más extremo, los aportes de vapor de agua de las distintas regiones fuente no presentan un comportamiento coherente respecto a los restantes días de lluvia. En este sentido, debe tenerse en cuenta que:

(i) el viento también presentaba un patrón distinto para los periodos de precipitaciones intensas, con ausencia de LPS en la cabeza de la bahía de Bengala y vórtices gemelos a ambos lados del ecuador mejor definidos (entonces en la India habría simultáneamente ausencia de convección debida a la MJO),

(ii) los sumideros de humedad más intensos durante el día -1 están situados en la parte septentrional de la Z_2 , donde comienza la cordillera del Himalaya,

(iii) la existencia de distintos estudios que atribuyen los eventos más extremos de precipitación en el noreste de la India a efectos de la topografía. Así por ejemplo, Goswami et al. (2010) proponen que, si bien los eventos más extremos en el noreste de la India suelen ocurrir en rachas de cinco o más días (es decir, bajo la influencia del flujo a gran escala del monzón), la orografía al noreste y este de Bangladesh puede elevar la humedad suministrada por la bahía de Bengala, incluso en ausencia de oscilaciones intraestacionales. Así mismo afirman que en esta zona tienen lugar tormentas eléctricas en situaciones de ruptura del monzón. Murata et al. (2007) atribuyen las lluvias del noreste indio a dos factores, los efectos de las perturbaciones sinópticas asociadas a la ISO de 10-20 días (modo bisemanal) y el efecto de la topografía.

Por todo lo arriba expuesto, parece razonable pensar que la división de la precipitación en la Z_2 en lluvia leve, moderada y extrema nos permite identificar no sólo diferencias en la intensidad de la precipitación sino también en los mecanismos responsables de la misma, aparentando estar las precipitación más intensas bajo la influencia de la orografía de la región, tema al que se dedica la siguiente sección.

5.4. Influencia de la orografía en la intensidad de la precipitación.

Como se ha indicado en el apartado anterior, distintos indicios sugieren que las precipitaciones más intensas en la región Z_2 están influenciadas por la orografía. Con el fin de intentar aclarar esta cuestión se ha dividido esta zona en dos subzonas, de manera que se analizarán separadamente la parte sur de Z_2 (SZ_2), y su parte norte (NZ_2), que es la que contiene en su área los pies de la cordillera del Himalaya (ver figura 2.2).

En la figura 5.17 se muestra la división realizada en la Z_2 , así como el resto de regiones fuente seleccionadas para su análisis. Al igual que en las secciones previas, las regiones se han definido sobre una malla de $1^\circ \times 1^\circ$ a fin de compatibilizarla con el modelo de dispersión. En el anexo C se presentan las composites de los días de precipitación leve, moderada y extrema para las dos subzonas y se exponen los mapas de las condiciones sinópticas prevalentes en la SZ_2 y la NZ_2 durante estos mismos periodos. El contexto sinóptico durante los eventos de precipitación de las dos subzonas es distinto, lo que efectivamente sugiere que los mecanismos que generan la precipitación en SZ_2 y la NZ_2 son diferentes.

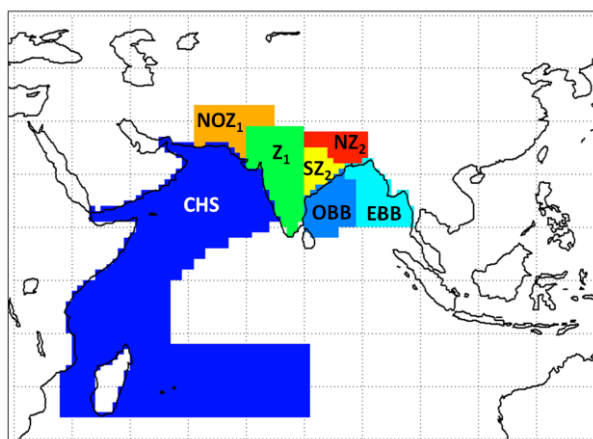


Figura 5.17. Regiones fuente de humedad para el norte y el sur de la zona 2.

a) Transporte de humedad e intensidad de la precipitación en SZ_2 .

En la figura 5.18 se muestran la integral de los flujos de humedad dirigidos hacia SZ_2 , desde cada una de las regiones fuente de humedad en promedio para JJAS, durante los periodos de precipitación leve, moderada y extrema en dicha región.

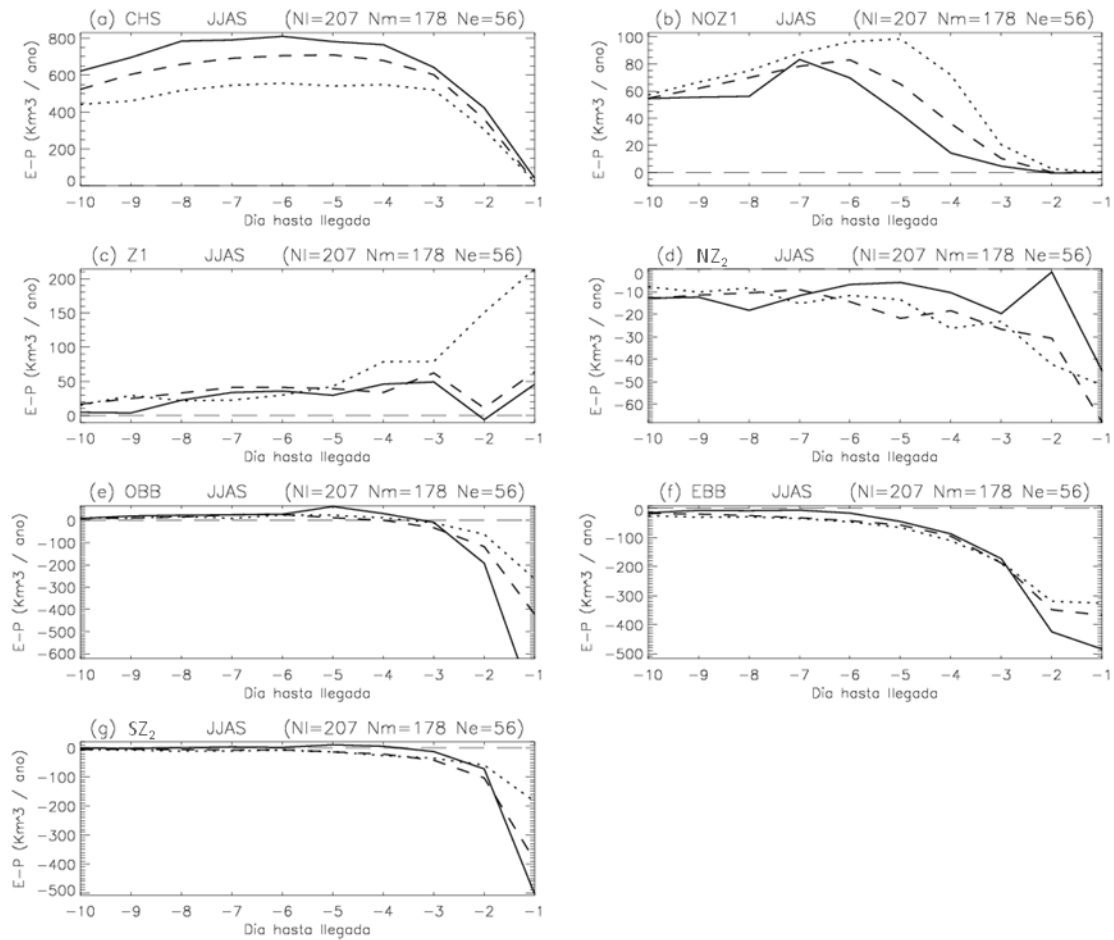


Figura 5.18. E-P neta en JJAS, integrada espacialmente para las distintas regiones fuente desde los días -1 a -10 durante los eventos en que se registra precipitación leve (línea punteada), precipitación de intensidad moderada (línea trazos) y precipitación de carácter extrema (línea continua) en la SZ₂. El número de días de cada tipo se indica en el extremo superior derecho de cada gráfico.

La región del CHS incorpora más humedad a la atmósfera a medida que aumenta la intensidad de la precipitación en la SZ₂ (se ha comprobado que este comportamiento se mantiene mes a mes), y la NOZ₁ disminuye sus aportes conforme aumenta la magnitud de la lluvia. Se obtiene, por tanto, un comportamiento bastante similar al observado en la Z₁, en el que la intensidad de la precipitación está muy influenciada por la cantidad de humedad transportada por el chorro somalí. Del mismo modo, la OBB y la EBB presentan también un régimen similar al que se obtuvo en la BB cuando se analizaron los flujos de humedad sobre esta región dirigidos hacia la Z₁, es decir, que la bahía de Bengala es un sumidero de humedad más potente a medida que se intensifica la precipitación en SZ₂.

Adicionalmente, los patrones sinópticos prevalentes en la SZ₂ durante los días de precipitación leve, moderada y extrema (figuras C1 del anexo C) son muy similares a los obtenidos durante las precipitaciones sobre la Z₁. En los niveles bajos de la atmósfera se aprecia una anomalía negativa de presión centrada sobre la costa este de la India, que se hace más intensa cuanto más fuerte es la precipitación. Así mismo, se aprecia un gran incremento del flujo del chorro de Somalia desde el ecuador y sobre prácticamente todo el mar Árabe. En los niveles altos de la atmósfera, se observan anomalías positivas de la altura de geopotencial sobre la cuña Subtropical, así como anomalías de viento del este y una anómala circulación meridional de componente norte. Las anomalías de la SST sobre la trayectoria del chorro de Somalia son negativas.

b) Transporte de humedad e intensidad de la precipitación en NZ₂.

En la figura 5.19 se muestran las integrales de los flujos de humedad dirigidos hacia NZ₂ desde cada una de las regiones fuente de humedad, en promedio para los días de precipitación débil, moderada y fuerte de JJAS.

En la región NZ₂, disminuyen los valores de (E-P) conforme aumenta la fuerza de la lluvia. Para las restantes regiones fuente, los transportes de vapor de agua durante los episodios de carácter extremo, presentan nuevamente un comportamiento singular si se comparan con los de carácter moderado y débil. La región CHS contribuye con mayores cantidades de agua durante los eventos de precipitación fuerte, y la NOZ₁ presenta mayores aportes de (E-P) desde el día -10 hasta del día -6, y menores desde este día en adelante. En la región OBB, los días de precipitación leve y moderada muestran un comportamiento similar al mostrado para el conjunto de la Z₂. Curiosamente, la OBB transporta menos humedad durante los días de precipitación moderada que durante los días de lluvias débiles. En los eventos más intensos se aprecia una disminución de los aportes durante el día -4. La SZ₂ es una débil fuente de humedad para NZ₂ durante los eventos leves y moderados, pero durante los días de precipitación fuerte se observa también un decremento de las aportaciones durante el día -3. En resumen, los patrones de (E-P) no se ordenan en función de la intensidad de la precipitación en ninguna de las regiones fuente.

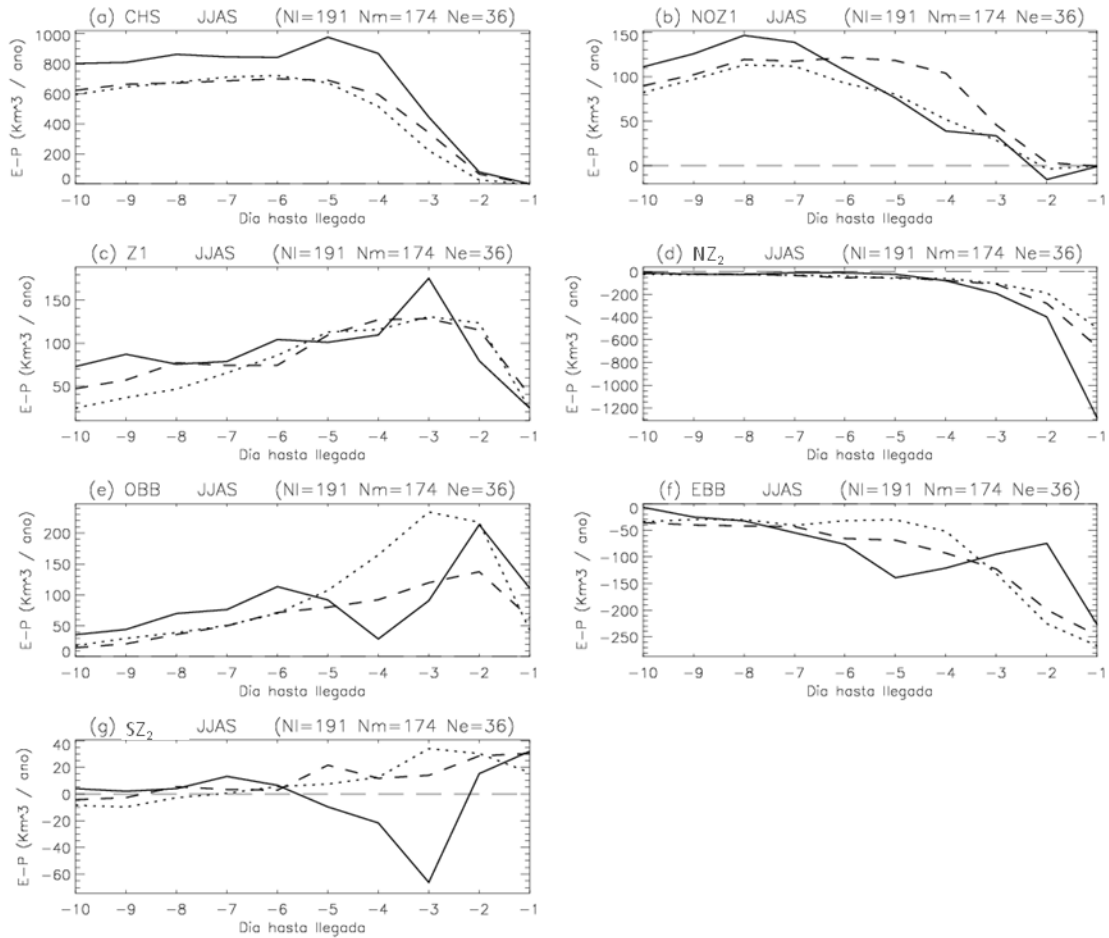


Figura 5.19. E-P neta en JJAS, integrada espacialmente para las distintas regiones fuente desde los días -1 a -10 durante los eventos en que se registra precipitación leve (línea punteada), precipitación de intensidad moderada (línea trazos) y precipitación de carácter extremo (línea continua) en la NZ₂. El número de días de cada tipo se indica en el extremo superior derecho de cada gráfico.

En la figura C2 del anexo C, se exponen los mapas de las condiciones sinópticas prevalentes en la NZ₂ durante los días de precipitación leve, moderada y extrema. En 850 hPa, excepto en los días de precipitación leve, no se observa una circulación ciclónica cerrada sobre el este de la India. Sin embargo, sí que se observa un giro anticiclónico sobre la bahía de Bengala. En latitudes ecuatoriales se aprecian débiles giros ciclónicos simétricos hacia ambos lados del ecuador. Como ya se mencionó en el capítulo 3, estas anomalías corresponden a un máximo en la convección en el océano Índico. En los niveles superiores de la atmósfera se presentan anomalías de viento del este, pero en este caso no se obtienen anomalías de circulación meridional. Las anomalías de la SST son positivas sobre el océano Índico occidental y mar Arábigo para

los eventos de lluvia moderada, y sobre el mar Arábigo y la bahía de Bengala durante los eventos más fuertes. Esto parece indicar que la mayoría de los días de precipitación que se han seleccionado pudieran acontecer en los periodos de ruptura del monzón.

Hoyos y Webster (2007) exponen que en la parte noreste de la India existe un tipo de convección que se origina in situ orográficamente. Bajo condiciones especiales de estabilidad y humedad atmosférica y con un sistema de altas presiones localizado sobre la bahía de Bengala, la lluvia producida por ascensos orográficos es posible. Específicamente, el sistema de altas presiones situado sobre el sur de la bahía de Bengala genera una circulación anticiclónica que conduce el aire hacia las cadenas montañosas, donde el flujo de aire se eleva mecánicamente propiciando las precipitaciones. Este tipo de precipitaciones sobre la bahía de Bengala no constituyen eventos canónicos en la banda intraestacional, pero contribuyen al máximo estacional de precipitación sobre esta región.

Es posible afirmar pues, que la precipitación en la NZ₂ no está condicionada sólo por los transportes de humedad, sino que también puede presentar una gran influencia de la orografía. Otros autores han sugerido también mecanismos que modulan la precipitación monzónica sobre la bahía de Bengala, destacando entre ellos efectos locales y regionales de la orografía (Xie et al., 2006). A este respecto aún quedan bastantes cuestiones por resolver, pero resolver este objetivo queda fuera del alcance de la presente Tesis.

5.5. Resumen y conclusiones

Se ha analizado el transporte de humedad hacia el sector noreste de la India y oeste de Bangladesh (Z₂), identificando seis regiones fuente de humedad para esta zona: el chorro de Somalia (CHS), la región situada sobre Pakistán al NO de la India (NOZ₁), la parte noroeste, centro y sur de la India (Z₁), la propia zona 2 (Z₂) y la bahía de Bengala occidental (OBB) y la oriental (EBB).

En promedio anual, la fuente de humedad más importante durante los días -1 y -2 es la propia Z₂ y la región del CHS es la principal desde los días -3 a -10. De las seis

regiones localizadas, la EBB es la única que se comporta como sumidero de humedad en promedio anual.

Al efectuar el análisis mensual se obtiene que el chorro de Somalia es la fuente de humedad más notable durante la estación húmeda (JJAS) y el reciclado de humedad en la atmosfera es la fuente de humedad más relevante durante el resto del año. En JJAS la Z_2 constituye, durante el día -1, un potente sumidero de humedad. Las regiones Z_1 y NOZ_1 contribuyen positivamente al flujo de humedad hacia la Z_2 durante todo el año. Las mayores aportaciones de la NOZ_1 en promedio mensual tienen lugar en mayo, cuando la superficie continental en esta zona (desértica o semidesértica) es más cálida y las mayores contribuciones de la Z_1 se producen en septiembre cuando empieza a reciclarse la humedad procedente de las lluvias del monzón en la zona. La EBB se comporta como una débil fuente de humedad para la Z_2 durante los meses desde noviembre hasta abril y como un sumidero de humedad desde mayo hasta octubre cuando tiene lugar la estación húmeda del monzón dentro de esta zona. La OBB se caracterizan por mostrar valores positivos de $(E - P)_{1-10}$ durante todo el año, excepto en octubre y noviembre cuando tienen lugar las mayores precipitaciones en la propia OBB.

El transporte anual de humedad de los días en los que se registra precipitación viene determinado por el transporte de la estación húmeda (JJAS) puesto que el 80% de los eventos lluviosos se concentran en este periodo. A la vista de los resultados presentados, podemos afirmar que, en términos netos, el CHS es la principal fuente de precipitación de la Z_2 , seguida de la OBB.

Del análisis comparativo entre el transporte mensual de humedad durante los eventos secos y los lluviosos surgen diferencias decisivas en la generación de precipitación en la Z_2 . Durante mayo (pre-monzón) y octubre (post-monzón), los flujos de humedad a gran escala son fundamentales en el desarrollo de precipitaciones en la Z_2 . En JJAS, el CHS es la principal fuente de humedad en términos netos y las variaciones de la humedad en ausencia o presencia de precipitación son más notables desde los días -5 a -10 anteriores a la ocurrencia de la lluvia. Adicionalmente, el desarrollo de precipitaciones en la Z_2 parece estar condicionado por un mayor transporte de vapor de agua a través del brazo meridional del chorro de Somalia, que produce

mayores contribuciones de humedad hacia la atmosfera por parte de la OBB. Como caso particular, durante el mes de agosto, la zona de NOZ_1 muestra una contribución superior durante los días húmedos, por tanto, la circulación “baja indopakistaní – vaguada del monzón”, que favorecía los periodos de ruptura del monzón en la Z_1 , podría propiciar la actividad del monzón en la Z_2 . En los restantes meses del año (noviembre a abril) ocurren eventos de precipitación aislados en los que intervienen principalmente los aportes de la misma zona, de la BB o del CHS, presentando las regiones NOZ_1 y Z_1 poca importancia en los flujos de humedad relacionados con estos eventos puntuales.

El comportamiento de las fuentes de humedad para eventos de precipitación más o menos intensa se ha analizado para JJAS a escala estacional. Se ha obtenido que el transporte de humedad desde la región del CHS es decisivo para la determinación de la intensidad de la parte sur de la Z_2 . En cambio, las lluvias extremas de la parte más septentrional de la zona no aparecen tan directamente influenciadas por diferencias en la intensidad del transporte de humedad desde las diversas fuentes y aparece un nuevo elemento como responsable de estas diferencias, que es la orografía dentro de la propia zona.

Conclusiones generales

En el presente trabajo se han determinado las principales regiones fuente de humedad para la India y se ha analizado su importancia relativa en la generación de eventos de precipitación de distinta intensidad. Para ello, se ha implementado un análisis dinámico del transporte de humedad mediante el uso del modelo de dispersión lagrangiana FLEXPART.

Debido al comportamiento heterogéneo de la precipitación entre la parte oriental y occidental de la India, se ha dividido la región para su estudio. Las subregiones seleccionadas han sido: por un lado la zona continental comprendida entre 70-80°E y 8.5-28.5°N (Z_1), y por otro, el área continental situada entre 80-90°E y 8.5-28.5°N (Z_2).

Con el objetivo de analizar los transportes de humedad determinantes en la generación de lluvia en las dos zonas de estudio, se han definido eventos de

precipitación comunes para cada una de ellas. El criterio empleado se ha basado en la ocurrencia de lluvia en un porcentaje mínimo de puntos de grid de toda una zona. Siguiendo un criterio similar, se han clasificado los eventos obtenidos en tres categorías en función de su magnitud: días de precipitación leve, moderada y de carácter extremo. Tanto en la Z_1 como en la Z_2 , los días de precipitación están prácticamente concentrados en la estación húmeda del monzón, desde junio a septiembre. Las lluvias más intensas se sitúan sobre la vaguada del monzón para la Z_1 , y sobre Bangladesh y sus alrededores en la Z_2 .

Se ha analizado el marco sinóptico en el que acontecen los días de precipitación del monzón indio de verano mediante las siguientes variables meteorológicas: altura geopotencial y viento horizontal en 850 y 200 hPa y temperatura de la superficie del mar. Para ello, se han calculado las anomalías estacionales de los distintos conjuntos de eventos lluviosos (leves, moderados y extremos) con respecto a los días secos. Mientras que en la Z_1 las precipitaciones están controladas principalmente por sistemas de bajas presiones sobre la India central y mar Arábigo en los niveles inferiores de la atmósfera, en la Z_2 las precipitaciones se asocian a la presencia de ciclones y depresiones en la cabeza de la bahía de Bengala y la intensificación de la baja térmica de Pakistán. Además, en ambas zonas la intensidad del chorro de Somalia de niveles bajos y la del chorro tropical del Este en la atmósfera superior, se relacionan con la intensidad de la precipitación. Por último, se observa un enfriamiento anómalo de la superficie del mar sobre el océano Índico occidental y mar Arábigo, siendo éste más intenso cuando llueve sobre la Z_2 que cuando lo hace en la Z_1 . En general, como se mostró en el capítulo 3, estos resultados están de acuerdo con la bibliografía existente al respecto.

Se ha calculado el transporte de humedad hacia la Z_1 . Las principales regiones fuente de humedad localizadas son: la zona del océano Índico occidental situado aproximadamente bajo la trayectoria del chorro de Somalia de niveles bajos (CHS), la bahía de Bengala (BB), la región situada al noroeste de la India, en su mayoría sobre Pakistán (NOZ_1) y la propia Z_1 .

En los meses desde mayo hasta septiembre, la Z_1 se caracteriza por las fuertes aportaciones de humedad que recibe de la región del CHS. El mayor aporte se produce

durante el mes de julio (en torno a $19.000 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ considerando la integral desde los días -10 a -1), mes en el que se registra una mayor cantidad de eventos lluviosos en la Z_1 . La región del CHS presenta aportaciones reducidas durante el resto del año, con el mínimo durante el mes de enero ($500 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$). La (E-P) en la zona 1 presenta valores negativos entre junio y agosto debido a las intensas precipitaciones que el ISM genera en esta zona. Durante el mes de septiembre el reciclado comienza a ser importante y es la principal fuente de humedad durante el resto del año. La NOZ_1 es fuente de humedad durante todo el año, sin observarse diferencias demasiado elevadas de un mes a otro. Las máximas aportaciones en promedio mensual se producen en julio ($3000 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$), aunque los máximos picos diarios tienen lugar durante el mes de mayo, cuando es máxima la temperatura sobre la baja térmica Indo-pakistaní. El mes con menores contribuciones de humedad de la NOZ_1 es enero ($800 \text{ km}^3 \cdot \text{año}^{-1}$). Finalmente, la BB es un potente sumidero de humedad desde mayo hasta octubre y el resto de los meses es fuente de humedad para la zona 1, aunque sus aportaciones son limitadas.

Se ha estudiado el transporte mensual de humedad de los periodos lluviosos en la Z_1 , y se ha comparado con el transporte de los días secos.

Durante el monzón de invierno, los patrones de (E-P) responden a las condiciones sinópticas que generan los escasos días de precipitaciones acontecidos. En mayo (pre-monzón) y octubre (post-monzón), destaca el incremento que experimenta la humedad transportada por la región CHS desde la costa este de África. En mayo, el resto de las regiones fuente aportan menos humedad, pero en octubre el reciclado de humedad es también relevante, con contribuciones superiores a las de los días secos.

Durante el monzón de verano es posible afirmar que el CHS es la principal fuente que origina precipitación en la Z_1 , en términos netos, seguida del reciclado de humedad en la propia zona. La NOZ_1 aporta menos agua durante los días de precipitación. Nuestro resultado sugiere que durante los días secos una mayor cantidad de partículas entra en la Z_1 a través de la NOZ_1 mientras que en los días lluviosos, la presencia de bajas presiones en el centro de la India propicia que las partículas crucen los Ghats Occidentales. Finalmente, en la presente tesis se llega a la conclusión de que el reciclado de humedad juega un importante papel en la generación de precipitación en

la Z_1 desde el mes de septiembre, cuando las lluvias son preferentemente de carácter débil.

Con el objetivo de estudiar la actividad de las fuentes de humedad durante el desarrollo de los eventos de precipitación de carácter leve, moderado y fuerte, se han comparado los flujos de humedad obtenidos para los episodios lluviosos con diferente magnitud. Durante la estación del monzón de verano, los aportes de humedad de la región CHS hasta el día -2 son esenciales para la determinación de la cantidad de precipitación generada. Además, se ha detectado otro cambio relacionado con la intensidad de la precipitación, la NOZ_1 disminuye notablemente sus contribuciones los días inmediatamente anteriores a la llegada cuando las lluvias son más fuertes. La Z_1 y la BB pierden más humedad durante el día -1 cuanto más intensa es la precipitación, mostrando que ambas regiones presentan un comportamiento homogéneo, lo que puede ser consistente con la influencia de la señal de la Oscilación de Madden-Julian.

Se han localizado 6 regiones fuente de humedad activas para la zona de la India oriental (Z_2): la región del chorro de Somalia de niveles bajos (CHS), la parte occidental de la India y el sur de la Península (Z_1), el noroeste de la Z_1 (NOZ_1), es decir, el territorio situado sobre Pakistán y el desierto del Thar, la propia Z_2 , y, por último, tanto el oeste como el este de la bahía de Bengala (OBB y EBB respectivamente), que se han estudiado por separado al presentar distinto comportamiento según la época del año.

En cuanto a la climatología de los transportes de humedad hacia la zona 2, se ha obtenido que, desde mayo hasta septiembre, la región CHS es la principal fuente de humedad en términos absolutos, aunque las aportaciones para junio, julio y agosto son considerablemente superiores que durante el mes de septiembre. La región del CHS presenta aportaciones reducidas durante el resto del año. La Z_2 es un potente sumidero de humedad desde junio hasta septiembre. La mayor capacidad de sumidero se obtiene durante el mes de julio cuando la región CHS aporta más humedad. En cambio, la Z_2 es la principal fuente durante el monzón de invierno, el pre-monzón y el post-monzón, destacando la gran cantidad de humedad que inyecta a la atmósfera durante esta última estación. Las regiones Z_1 y NOZ_1 contribuyen con aportes positivos de ($E - P$) durante todo el año, pero sus contribuciones son limitadas. La OBB también presenta balances

positivos de vapor de agua a lo largo de todo el año excepto en octubre y noviembre. La EBB es un potente sumidero de humedad desde mayo hasta octubre, coincidiendo con la duración del monzón de esta zona (por lo que la mayoría de las partículas que pasan por EBB se estarían dirigiendo hacia la Z_2), y presenta contribuciones positivas de (E - P) durante el resto del año.

Para el análisis de las regiones fuente de humedad determinantes para el desarrollo de precipitaciones, se han contrastado los flujos de humedad dirigidos a la Z_2 en los días secos y los días húmedos.

En el monzón de verano, la ocurrencia de precipitaciones en la Z_2 parece estar condicionada por una mayor bifurcación del chorro de Somalia y, en consecuencia, por el transporte de humedad de la región OBB. La humedad transportada desde la región CHS parece ser importante solamente desde el día -6 a -10 aproximadamente.

Los días de lluvia de los meses de mayo y de octubre están relacionados con la extensión del flujo del monzón a gran escala hacia el hemisferio sur. En octubre, también se revela la importancia de la advección de humedad desde el mar de la China meridional en el desarrollo de precipitaciones. Durante el invierno, los patrones de (E-P) obtenidos son el resultado de las situaciones sinópticas acontecidas, destacando el desarrollo de perturbaciones del oeste. En abril, los fenómenos convectivos constituyen también el origen de importantes eventos lluviosos.

El comportamiento de las fuentes de humedad para eventos de precipitación más o menos intensa se ha analizado para JJAS en la Z_2 . Los aportes de humedad de la región del CHS hasta el día -5, parecen ser muy importante para determinación del carácter de la precipitación. Sin embargo, las contribuciones de la OBB no presentan patrones coherentes en relación a la intensidad de la lluvia. Por otro lado, las precipitaciones extremas parecen estar influenciadas por la orografía de la región. Al estar la topografía más elevada en la parte norte de la Z_2 , se ha estudiado el transporte de humedad hacia las mitades norte y sur separadamente durante la estación del monzón de verano.

La parte meridional de la Z_2 (que se ubica sobre la vaguada del monzón) presenta un comportamiento bastante similar a la Z_1 . Es decir, la intensidad de la lluvia que tiene lugar sobre la zona depende directamente de los aportes de vapor de agua de la región CHS. Por el contrario, se ha detectado que la parte norte de la India oriental presenta un comportamiento distinto. Mientras que la ocurrencia/ausencia de precipitaciones se relacionaba con la humedad transportada por el chorro somalí y la parte oeste de la bahía de Bengala, la ocurrencia de eventos de carácter extremo, no parece estar tan directamente relacionada con la cantidad de agua transportada por las regiones fuente de humedad, sino que las precipitaciones más intensas podrían depender de los efectos locales topográficos.

General Conclusions

In this work, the main moisture sources for India have been identified and their relative importance on rainfall events generation of different intensity has been assessed. For this purpose, a dynamical method of diagnostic has been implemented by using the lagrangian particle dispersion model FLEXPART.

The heterogeneous behavior of the characteristics of the monsoon rainfall over Western and Eastern India suggests the necessity of studying them separately. In this work, the sub-regions selected as target are: the continental zone ranging from 8.5°N to 28.5°N and 70°E to 80°E (namely Z_1) and the continental area located between 8.5°N to 28.5°N and 80°E to 90 °E (Z_2).

In order to analyze the moisture transports related to precipitation development in the two regions, first it is necessary to define a “precipitation day” (rainfall event) for both areas. The criterion used is based on the occurrence of rain in a minimum percentage of grid points within each region. Following an analogous procedure, the resulting “rainfall events” have been classified by intensity in three categories: low, moderate and extreme events. Both in Z_1 and Z_2 , the precipitation days are essentially concentrated in the rainy monsoon season, from June to September. The heaviest rains are located over the monsoon trough for Z_1 , and over Bangladesh and its surroundings for the Z_2 .

The prevalent synoptic conditions during rainy days of the Indian summer monsoon have been assessed by using the following meteorological variables: geopotential height and horizontal wind at 850 and 200 hPa and sea surface temperature. For this purpose, seasonal anomalies for rainy days according to their category (low, moderate and extreme events) have been computed and compared to the corresponding patterns for dry days. While rainfalls over Z_1 are controlled by low pressure systems over the central India and the Arabian Sea at low level, the precipitation over Z_2 is related to the presence of cyclones and depressions in the head of the Bay of Bengal and the intensification of the thermal low over Pakistan. In addition, the intensity of the Somali Low Level Jet and the upper level Tropical Easterly Jet are linked with the magnitude of precipitation for both zones. Finally, negative anomalies of sea surface temperature are observed over the western Indian Ocean and the Arabian Sea, being more intense for Z_2 rainfall events. In general, as shown in Chapter 3, these results are in agreement with the existing literature on the matter.

The moisture transport toward Z_1 has been computed, and four major moisture sources have been identified: the western Indian Ocean approximately along the trajectory of the Somali Low Level Jet (CHS), the Bay of Bengal (BB), the region located over land to the northwest of Z_1 , mostly over Pakistan (NOZ_1) and the Z_1 itself.

From May to September, Z_1 is characterized by strong moisture contributions from the CHS. The highest moisture supply from this region takes place on July (around $19.000 \text{ km}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ for the aggregated value from day -1 to -10), which is the month with more rainfall days in Z_1 . The CHS presents reduced contributions for the rest of the year, with a minimum value during January ($500 \text{ km}^3 \cdot \text{year}^{-1}$). Between June and August Z_1 is a net sink of moisture, at the end of the monsoon season, the recycling process from the Z_1 itself becomes relevant and, by October, when the CHS moisture transport is of little relevance, the recycling process is already the principal source of Z_1 . This behaviour is sustained for the rest of the year. The NOZ_1 source is active and relatively constant throughout the year. The most intense contributions in monthly average occurs in July ($3000 \text{ km}^3 \cdot \text{year}^{-1}$), however the most intense daily values take place during May, when the temperature over the Indo-Pakistani Low is the highest. The month with lower moisture transport from NOZ_1 to Z_1 is January ($800 \text{ km}^3 \cdot \text{year}^{-1}$). A fourth and less relevant moisture source has been identified over the BB. This last area is only active during the winter months and, in fact, it becomes a moisture sink (relatively to the Z_1) in summer.

The water vapor transport related with rainfall days in Z_1 has been studied along the year. During the winter monsoon season, (E-P) patterns are due to those synoptic conditions responsible for the few rainfall events during this period. From May to October, rainfall in Z_1 is highly influenced by the equatorial Indian Ocean conditions on the day preceding precipitation. Specifically, in May (pre-monsoon), the moisture transport of the Somali Jet from the southern hemisphere appears to be one of the most important factors affecting the precipitation development. In October (post-monsoon), the precipitation days in the Z_1 take place when air from the CHS region is still arriving (southwestern monsoon), although the recycling process is also relevant.

During the summer monsoon season, the CHS is the main moisture source associated with precipitation in Z_1 . In contrast, less water vapour is transported from the region NOZ_1 during rainy days. Our result suggests that during dry days a greater number of particles go toward Z_1 through the region NOZ_1 , while during rainy days the presence of a low pressure system over central India favours that more particles cross

the Western Ghats. In September, the major source region is still the CHS, but we found that the effect of the recycling processes, probably from the water-saturated soils, starts to be relevant.

In order to study the activity of the moisture sources during the development of different intensity precipitation events, the moisture transport for low, moderate and extreme rainfall days has been compared. From June to September, a combination of high (low) moisture supply from the CHS from days -3 to -8 and low (high) moisture supply for -1 to -2 days back in time is responsible for high (low) intensity of rainfall days in Z_1 . The NOZ_1 provides considerably less moisture on days previous to the most intense rainfall days. In addition, the Z_1 and the BB show a homogeneous behavior, losing more moisture on day -1 when the precipitation becomes more intense. This homogeneity for both zones can be consistent with the propagation of the Madden-Julian Oscillation signal.

Six moisture sources have been identified for Z_2 : the low level jet (CHS), zone 1 (Z_1), the northwestern zone 1 (NOZ_1) and Z_2 . The region BB has been divided in western BB (OBB) and Eastern BB (EBB) to study them separately because they displayed different seasonal characteristics.

Concerning the climatology of the moisture transport toward Z_2 , we found that from May to September, the CHS region is the main source of moisture, although the quantities transported from June to August are considerably higher than during September. The CHS region presents reduced contributions for the year. Z_2 is a powerful moisture sink from June to September with the peak during July when the CHS provides more moisture to Z_2 . On the other hand, Z_2 is itself, the main source during the winter monsoon, the pre-monsoon and the post-monsoon season. The regions Z_1 and NOZ_1 introduce water vapor in Z_2 throughout the year, but their contributions on E-P are limited. The OBB also presents positive water budgets along the year, except for October and November. The EBB is a strong moisture sink from May to October, coinciding with the duration of the summer monsoon flow in this area (so most particles that travel over the EBB would be aimed towards Z_2), and this region shows positive values of (E - P) for the rest of the year.

In order to determine the crucial moisture sources for rainfall development, the water transport during dry and rainy days has been compared.

In the summer monsoon, the rainfall development in Z_2 seems to be conditioned by an enhanced splitting in two branches of the moisture transported by the Somali Jet, and consequently, by the moisture transported by OBB. The moisture transport from the CHS itself appears to be important only from day -6 to -10 approximately.

Rainy periods between May and October are clearly linked with the extension of the large scale monsoon flow in the southern hemisphere. Although in October moisture advection from the South China Sea is also important for rainfall development. During winter monsoon season, the patterns of (E-P) are clearly related to the well-known western disturbances in this area. In April, the rainfall events associated with convection is also frequent, and the water vapour budgets are also associated with them.

Concerning to the changes in the moisture sources associated to the different precipitation intensities in Z_2 , the moisture supply from the region CHS from day -10 to day -5 seems to be very important in the determination of the precipitation amount. However, the OBB contributions haven't shown consistent patterns depending on the precipitation intensity. On the other hand, occurrence of extreme precipitation seems to be influenced by the topography of the region.

The southern half of the Z_2 region (located on the monsoon trough) shows a behavior quite similar to Z_1 . That is, the rainfall intensity on the area depends directly on the water vapor contributions of the CHS region. On the other hand, northern Z_2 presents a different behavior: while the occurrence/absence of rainfall was related to moisture transport by the Somali jet and the Bay of Bengal, the occurrence of extreme rainfall events doesn't seem to be so directly related with the amount of water vapor transported, but the heaviest rainfall could highly depend on local topographic effects.

Referencias bibliográficas

Ahasan, M.N. Chowdhary, Md. A.M., Quadir, D.A. (2010). Variability and Trends of Summer Monsoon Rainfall over Bangladesh. *Journal of Hydrology and Meteorology*, 7(1), SOHAM-Nepal.

Ajayamohan, R.S., Rao, S.A. (2008). Indian Ocean Dipole modulates the number of extreme rainfall events over India in a warming environment. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**: 245 – 252.

Ajayamohan, R.S., Merryfield, W.J., Kharin, V.V. (2010). Increasing Trend of Synoptic Activity and Its Relationship with Extreme Rain Events over Central India. *J. Climate*, **23**: 1004 – 1013.

- Alekseeva, I., Jarsjö, J., Schrum, C., Destouni, G. (2009). Reproducing the Aral Sea water budget and sea-groundwater dynamics between 1979 and 1993 using a coupled 3-D sea-ice-groundwater model. *J. Mar. Syst.*, **76**: 296–309.
- Anjum, M.A. (2004). Tibetan Plateau and mechanism for Indo-Pak Monsoons' Evolution. *Pakistan Journal of Meteorology*. Vol.1, Issue 1.
- Annamalai, H., Slingo, J.M., Sperber, K.R., Hodges, K. (1999). The mean evolution and variability of the Asian summer monsoon: Comparison of ECMWF and NCEP–NCAR Reanalyses. *Mon. Wea. Rev.*, **127**: 1157 - 1186.
- Annamalai, H., Slingo, J.M. (2001): Active/break cycles: Diagnosis of the intraseasonal variability over the Asian summer monsoon. *Climate Dyn.*, **18**: 85-102.
- Annamalai, H., Xie, S.-P., McCreary, J.-P., Murtugudde, R. (2005). Impact of Indian Ocean sea surface temperature on developing El Niño. *J. Climate*, **18**: 302 – 319.
- Ashok, K., Guan, Z., Yamagata, T. (2001). Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian Monsoon rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4499 – 4502.
- Ashok, K., Guan, Z., Yamagata, T. (2003). A Look at the Relationship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 41 – 56.
- Ashok, K., Guan, Z., Saji, N.H., Yamagata, T. (2004). Individual and Combined Influences of ENSO and the Indian Ocean Dipole on the Indian Summer Monsoon. *J. Climate.*, **17**: 3141-3155.
- Ashok, K., Saji, N.H. (2007). On Impacts of ENSO and Indian Ocean Dipole events on the subregional Indian summer monsoon rainfall. *Nat. Hazards*, **42**, 2273 - 285, DOI: 10.1007/s11069-006-9091-0.
- Ashok, K., Yamagata, T. (2009). The El Niño with a difference. *Nature*, **461**, 481 – 484.
- Azadi, M., Mohanty, U.C., Madan, O.C., Padmanabhamurty, B. (2001). Prediction of precipitation associated with a western disturbance using a high-resolution regional

model: role of parameterisation of physical processes. *Meteorol. Appl.*, **7**: 317 – 326.
DOI: 10.1017/S1350482702003055.

Bader, M.J., Forbes, G.S., Grant, J.R., Lilley, R.B.E., Waters, J. (1995). Images in weather forecasting - A practical guide for interpreting satellite and radar imagery; Cambridge University Press, 493 pp.

Barry, R.G., Chorley, R.J. (1999). *Atmósfera, tiempo y clima*. 7ª edición. ISBN: 978-84-282-1182-6.

Batstone, C.P., Matthews, A.J., Stevens, D.P. (2004). Coupled Ocean–Atmosphere Interactions between the Madden–Julian Oscillation and Synoptic-Scale Variability over the Warm Pool. *J. Climate*, **18**: 2004 – 2020.

Behera, S.K., Yamagata, T. (2001). Subtropical SST dipole events in the southern indian ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 327 – 330.

Behera, S. K., Luo, J-J., Masson, S., Rao, S.A., Sakuma, H., Yamagata, T. (2006). A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO. *J. Climate.*, **19**: 1608 - 1705.

Bergman, J. W., Hendon, H.H., Weickmann, K.M. (2001). Intraseasonal air–sea interactions at the onset of El Niño. *J. Climate*, **14**: 1702 - 1719.

Berkelhammer, M., Sinha, A., Mudelsee, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Cannariato, K. (2010). Persistent multidecadal power of the Indian Summer Monsoon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **290 (1-2)**: 166 – 172.

Berkelhammer, M., Risi, C., Kurita, N., Noone, D.C. (2012). The moisture source sequence for the Madden-Julian Oscillation as derived from satellite retrievals of HDO and H2O, *J. Geophys. Res.*, **17**, D03106, doi: 10.1029/2011JD016803.

Bhat, G.S., Gadgil, S., Hareesh Kumar, P.V., Kalsi, S.R., Madhusoodanan, P., Murty, V.S.N., Prasada Rao, C.V.K., Ramesh Babu, V., Rao, L.V.G., Rao, R.R., Ravichandran, M., Reddy, K.G., Sanjeeva Rao, P., Sengupta, D., Sikka, D.R., Swain, J., Vinayachandran, P.N. (2001). BOBMEX: The Bay of Bengal Monsoon Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**: 2217 - 2243.

- Bhatla, R., Mohanty, U.C., Raju, P.V.S., Madan, O.P. (2004). A study on dynamic and thermodynamic aspects of breaks in the summer monsoon over India. *Int. J. Climatol.*, **24**: 341–360.
- Bhide, U.V., Mujamdar, V.R., Ghanekar, S.P., Paul, D.K., Chen, T.C., Rao, G.V. (1997). A diagnostic study on heat sources and moisture sinks in the monsoon trough area during active-break phases of the Indian summer monsoon, 1979. *Tellus, Ser A – Dyn Meteorol. Oceanol.*, **49**, 455 – 473.
- Black, E., Slingo, J. M., Sperber, K. R. (2003). An observational study of the relationship between excessively strong short rains in coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Mon. Weather Rev.*, **131**: 74 – 94.
- Bjerknes, J. (1966). A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, n°4, 820 – 829.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. *Mon. Weather Rev.*, **97**, n°3, 163 – 172.
- Bollasina, M. and Nigam, S. (2009). Indian Ocean SST, evaporation, and precipitation during the South Asian summer monsoon in IPCC-AR4 coupled simulations. *Climate Dyn.*, **33**: 1017-1032.
- Bollasina, M. and Nigam, S. (2011). The summertime “heat” low over Pakistan/northwestern India: evolution and origin. *Climate Dyn.*, **37**: 957 – 970. DOI: 10.1007/s00382-010-0879-y.
- Camargo, S.J., Wheeler, M.C. and Sobel, A.H. (2009). Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index, *J. Atmos. Sci.*, **66**: 3061 - 3074.
- Chan, S.C., Behera, S.K., Yamagata, T. (2008). Indian Ocean Dipole influence on South American rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14S12. doi:10.1029/2008GL034204.

- Chatterjee, P., Goswami, B.N. (2004). Structure, genesis and scale selection of the tropical quasi – biweekly mode. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **130**: 1171 - 1194.
- Chatterjee, P., Pradhan, D., De, U.K. (2008). Simulation of local severe storm by mesoscale model MM5. *Indian Journal of Radio & Space Physics*, **37**: 419 – 433.
- Chen, T.-C., Chen, J.M. (1993). The 10-20 Day Mode of the 1979 Indian Monsoon: Its Relation with the Time Variation of Monsoon Rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, **121**: 2465-2482.
- Chen, T.-C. (2003). Maintenance of Summer Monsoon Circulations: A Planetary-Scale Perspective. *J. Climate*, **16**, 2022 – 2037.
- Chen, T.-C. (2005). The structure and maintenance of stationary waves in the winter Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3637-3660.
- Chen, T.-C. (2006). Variation of the Asian Monsoon Water Vapor Budget: Interaction with the Global-Scale Modes. The Asian Monsoon, B. Wang, ed., Springer Verlag, 417-458.
- Chirokova, G., Webster, P.J. (2006). Interannual variability in Indian Ocean heat transport. *J. Climate*, **19**, 1013 – 1031.
- Chung, C., Nigam, S. (1999). Asian Summer Monsoon - ENSO Feedback on the Cane–Zebiak Model ENSO. *J. Climate*, **12**, 2787 – 2807.
- Clark, C.O., Cole, J.E., Webster, P.J. (2000). Indian ocean SST and Indian summer rainfall: predictive relationships and their decadal variability. *J. Climate*, **13**, 2503 – 2519.
- De Boyer Montégut, C., Vialard, J., Shenoi, S. S. C., Shankar, D., Durand, F., Ethe', C., Madec, G. (2007), Simulated seasonal and interannual variability of mixed layer heat budget in the northern Indian Ocean, *J. Climate*, **20**: 3249 - 3268.
- De, U.S., Mukhopadhyay, R.K. (2002). Breaks in monsoon and related precursors. *Mausam*, **53**, 309 - 318.

Deb, S.K., Upadhyaya, H.C., Sharma, O.P., Grandpeix, J.Y., Dimri, A.P., Mandal., M. (2004). Simulation of Heavy Precipitation Associated with an Intense Western Disturbance over Western Himalayas. *Nat. Hazards*. **2**, 499-519, DOI: 10.1023/B:NHAZ.0000023364.49073.00.

Deb, S.K., Upadhyaya, H.C., Sharma O.P., Grandpeix, J.Y. (2007). Simulation of Indian Summer Monsoon: sensitivity to cumulus parameterization in a GCM. *Int. J. Climatol.* **27**: 1003 - 1045.

Ding, Y., Sikka, D.R. (2006). Synoptic systems and weather. In the Asian Monsoon. (ed. Wang, B.,). Springer-Praxis, Chinchster, UK, pp. 131 - 201.

Douglas E.M, Niyogi D, Frolking S, Yeluripati J.B, Pielke Sr R.A, Niyogi N, Vörösmarty C.J, Mohanty U.C. (2006). Changes in moisture and energy fluxes due to agricultural land use and irrigation in the Indian Monsoon Belt. *Geophys. Res. Lett.*, **33**: L14403. DOI: 10.1029/2006GL026550.

Douglas E.M, Beltrán-Przekurat A, Niyogi D, Pielke Sr R.A, Vörösmarty C.J. (2009). The impact of agricultural intensification and irrigation on land-atmosphere interactions and Indian monsoon precipitation - A mesoscale modeling perspective. *Global and Planetary Change* **67**: 117–128. DOI:10.1016/j.gloplacha.2008.12.007.

Drumond A, Nieto R, Trigo R, Ambrizzi T, Souza E, Gimeno L. (2010). A Lagrangian Identification of the Main Sources of Moisture Affecting Northeastern Brazil during Its Pre-Rainy and Rainy Seasons. *PLoS ONE* **5**(6): e11205. DOI:10.1371/journal.pone.0011205.

Dube, S.K., Rao, A.D., Sinha, P.C., Murty, T.S., Bahulayan, N. (1997). Storm surge in the Bay of Bengal and Arabian Sea: the problem and its prediction. *Mausam*, **48**: 283 – 304.

Fekete B.M, Gibson J.J, Aggarwal P, Vörösmarty C.J. 2006. Application of isotope tracers in continental scale hydrological modelling. *J. Hydrol.*, **330**: 444-456. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.04.029.

- Findlater, J. (1969a). A major low level current near the Indian Ocean during northern summer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 362–380.
- Findlater, J. (1969b). Inter-hemispheric transport of air in the lower troposphere over the western Indian Ocean. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 400–403.
- Findlater, J. (1971). Mean monthly air flow at low levels over the western Indian Ocean. *Geophys. Mem.*, N° 115, HMSO, London, 53pp.
- Fischer, A. S., Weller, R. A., Rudnick, D. L., Eriksen, C. C., Lee, C. M., Brink, K. H., Fox, C. A., Leben, R. R. (2002). Mesoscale eddies, coastal upwelling, and the upper-ocean heat budget in the Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, **49**: 2231–2264.
- Forster, C., Stohl, A. (2007). Parameterization of Convective Transport in a Lagrangian Particle Dispersion Model and Its Evaluation. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**: 403 - 422.
- Frank W.M., Roundy, P.E. (2006). The Role of Tropical Waves in Tropical Cyclogenesis *Mon. Wea. Rev.*, **134**: 2397- 2417.
- Fujinami, H., Yasunari, T. (2004). Submonthly variability of convection and circulation over and around the Tibetan Plateau during the boreal summer. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 82: 1545 - 1564, DOI:10.2151/jmsj.82.1545.
- Fujinami, H., Hatsuzuka, D., Yasunari, T., Hayashi, T., Terao, T., Murata, F., Kiguchi, M., Yamane, Y., Matsumoto, J., Islami, Md. N., Habibj, A. (2011). Characteristic intraseasonal oscillation of rainfall and its effect on interannual variability over Bangladesh during boreal summer. *Int. J. Clim.*, **31**: 1192- 1204.
- Fukutomi, Y., Yasunari, T. (2002). Tropical-extratropical interaction associated with the 10–25-day oscillation over the western Pacific during the Northern summer. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 80: 311–331.
- Gadgil, S. (2003). The Indian monsoon and its variability. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **31**, 429 – 67.
- Gadgil, S., Joseph, P.V. (2003). On breaks of the Indian monsoon. *Proc. Ind. Nat. Sci. Acad. - Earth. Plan. Sci.*, **112**, 529 – 558.

- Gadgil, S., Rajeevan, M., Nanjundiah, R. (2005). Monsoon prediction-Why yet another failure? *Current Sci.*, **88**: 1389 – 1400.
- Gall, J.S., Frank, W.M., Wheeler, M.C. (2010). The Role of Equatorial Rossby Waves in Tropical Cyclogenesis. Part I: Idealized Numerical Simulations in an Initially Quiescent Background Environment. . *Mon. Wea. Rev.*, **138**: 1368 – 1382.
- Gao J, Masson-Delmotte V, Yao T, Tian L, Risi C, Hoffmann G. 2011. Precipitation water stable isotopes in the south Tibetan Plateau: observations and modeling. *J. Climate*, **24**: 3161-3178. DOI: 10.1175/2010JCLI3736.1.
- Gimeno L, Nieto R, Trigo R.M, Vicente-Serrano S.M, López-Moreno J.I. (2010a). What does the Iberian Peninsula Moisture Come from? An answer based on a lagrangian approach. *J. Hidrometeorol.*, **11**: 421-436. DOI:10.1175/2009JHM1182.1.
- Gimeno L, Drumond A, Nieto R, Trigo R.M, Stohl A. (2010b). On the origin of continental precipitation. *Geophysical Research Letters*, **37**: L13804-L13804. DOI:10.1029/2010GL043712.
- Goswami, B. N., Ajayamohan, R.S., Xavier, P.K., Sengupta, D. (2003). Clustering of synoptic activity by Indian summer monsoon intraseasonal oscillations. *Geo. Res. Lett.*, **30**, 1431, doi: 10.1029/2002GL016734.
- Goswami, B.B., Mukhopadhyay, P., Mahanta, R., Goswami, B.N. (2010). Multiscale interaction with topography and extreme rainfall events in the northeast Indian region. *J. Geophys. Res.*, **115**: D12114, doi:10.1029/2009JD012275.
- Gupta, S.K., Deshpande, R.D., Bhattacharya, S.K., Jani, R.A. (2005). Groundwater $d^{18}O$ and dD from central Indian Peninsula: influence of the Arabian Sea and the Bay of Bengal branches of the summer monsoon. *J. Hydrol.*, **303**: 38–55
- Halpern, D., Woiceshyn, P.M. (2001). Somali Jet in the Arabian Sea, El Niño, and India Rainfall . *J. Climate*, **14**: 434-441.

- Han, W., Liu, W.T., Lin, Y. (2006). Impact of atmospheric submonthly oscillations on sea surface temperature of the tropical Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, **33**, L03609. doi: 10.1029/2005GL025082.
- Hartman, D.L., Hendon, H.H. (2007). Resolving an atmospheric enigma. *Science* **318**, 1731. doi: 10.1126/science.1152502.
- Hastenrath, S., Greischar, L. (1993). The monsoonal heat budget of the hydrosphere – atmosphere systems in the Indian Ocean sector. *J. Geophys. Res.*, **98**: 6869 – 6881.
- Hatwar, H.R., Yadav, B.P., Rama Rao, Y.V. (2005). Prediction of western disturbances and associated weather over Western Himalayas. *Current Science. Special section: mountain weather forecasting*, **88** (6), 913 – 920.
- Hendon, H. H., Salby, M.L. (1996), Planetary-scale circulations forced by intraseasonal variations of observed convection, *J. Atmos. Sci.*, **53**: 1751 - 1758.
- Hendon, H.H., Wheeler, M.C., Zhang, C. (2007). Seasonal Dependence of the MJO–ENSO Relationship. *J. Climate*, **20**: 531 – 543.
- Hoyos, C.D., Webster, P.J. (2007). The Role of Intraseasonal Variability in the Nature of Asian Monsoon Precipitation. *J. Climate*, **20**: 4402 – 4424.
- Hoskins, B., Wang, B. (2006). Large-scale atmospheric dynamics. In the Asian Monsoon. (ed. Wang, B.). Springer-Praxis, Chinchster, UK, pp. 357-415.
- Houze Jr., R.A., Wilton, D.C., Smull, B.F. (2007). Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM Precipitation Radar. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**: 1389–1411.
- Hsiung, J., Newell, R.E., Houghtby, T. (1989). The annual cycle of oceanic heat storage and oceanic meridional heat transport. *Quart J. Roy. Meteorol. Soc.*, **115**: 1 - 28.
- Huffman G.J, Adler R.F, Morrissey M.M, Bolvin D.T, Curtis S, Joyce R, McGavock B, Susskind J. (2001). Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. *Journal of Hydrometeorology*, **2**: 36-50.

Huffman, G.J., et al. (2007), The TRMM multi-satellite precipitation analysis: Quasi-Global, Multi-Year, Combined-Sensor precipitation estimates at fine scale, *J. Hydrometeor.*, **8**: 33-55. DOI: 10.1175/JHM560.1

Huffman, G.J., R. F. Adler, D.T. Bolvin, and G.J. Gu (2009), Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi: 10.1029/2009GL040000.

Ihara C, Kushnir Y, Cane M.A, De la Peña V.H. (2007). Indian summer monsoon rainfall and its link with ENSO and Indian Ocean climate indices. *Int. J. Climatol.*, **27**: 179–187. DOI: 10.1002/joc.1394.

Izumo, T., Montégut, C.D.B., Luo, J-J., Behera, S.K., Masson, S., Yamagata, T. (2008). The Role of the Western Arabian Sea Upwelling in Indian Monsoon Rainfall Variability. *J. Climate*, **21**, 5603 – 5623. DOI: 10.1175/2008JCLI2158.1.

Izumo, T., Vialard, J., Lengaigne, M., Montegut, C.B., Behera, S.K., Luo, J.-J., Cravatte, S., Masson, S., Yamagata, T. (2010). Influence of the state of the Indian Ocean Dipole on the following year's El Niño. *Nature Geoscience*. **3**: 168 - 172.

Jian, J., Webster, P.J., Hoyos, C.D. (2009). Large-scale controls on Ganges and Brahmaputra river discharge on intraseasonal and seasonal time-scales. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **135**: 353 - 370.

Jinhai H.E, Chenghu S, Yunyun L, Matsumoto J. (2007). Seasonal Transition Features of Large-Scale Moisture Transport in the Asian-Australian Monsoon Region. *Advances in Atmospheric Sciences* **24**: 1 – 14. DOI: 10.1007/s00376-007-0001-5.

Joseph, P.V., Pillai, P.V. (1988). 40-day mode of equatorial trough for long - range forecasting Indian summer monsoon onset. *Current Sci.*, **57**: 951 - 954.

Joseph, P.V., Sijikumar, S. (2004). Intraseasonal Variability of the Low-Level Jet Stream of the Asian Summer Monsoon. *J. Climate*, **17**: 1449 - 1458.

- Joseph, S., Sahai, A.K., Goswami, B.N. (2009). Eastward propagating MJO during boreal summer and Indian monsoon droughts. *Climate Dyn.*, **32**: 1139–1153. DOI 10.1007/s00382-008-0412-8.
- Joseph, S., Sahai, A.K., Goswami, B.N. (2010). Boreal summer intraseasonal oscillations and seasonal Indian monsoon prediction in DEMETER coupled models. *Climate Dyn.*, **35**: 651 - 667. DOI 10.1007/s00382-009-0635-3.
- Kalnay, E., Kanamirsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chlliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**: 437 – 470.
- Kang, I. S., Ho, C. H., Lim, Y. K. and Lau, K. M. (1999). Principal modes of climatological seasonal and intraseasonal variation of the Asian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 322-340.
- Kessler, W.S., Kleeman, R. (2000). Rectification of the Madden–Julian oscillation into the ENSO cycle. *J. Climate*, **13**: 3560 - 3575.
- Khan, V.M., Vilfand, R.M., Zavialov, P.O. (2004). Long-term variability of air temperature in the Aral Sea region. *J. Mar. Syst.*, **47**: 25–33.
- Khaladkar, R.M., Mahajan, P.N., Kulkarni, J.T. (2009). Alarming Rise in the Number and Intensity of Extreme Point Rainfall Events over the Indian Region under Climate Change Scenario. Contribution from IITM Research Report No. RR-123. ISSN 0252-1075.
- Kiladis, G.N., Diaz, H.F. (1989). Global climate anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate*, **2**: 1069 -1090.
- Kirtman, B. P., Shukla, J. (2000). Influence of the Indian Summer Monsoon on ENSO. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **126**: 213-239.

- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne, M. Fiorino, (2001). The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 247-268
- Kothawale, D.R., Revadekar, J.V., Kumar, K.R. (2010). Recent trends in pre-monsoon daily temperature extremes over India. *J. Earth Syst. Sci.* **119** (1): 51 – 65.
- Krishna Kumar, K., Soman, M.K., Rupa Kumar, K. (1995). Seasonal forecasting of Indian summer monsoon rainfall. *Weather*, **50**: 449 – 467.
- Krishnan, R., Zhang, C., Sugi, M. (2000). Dynamics of breaks in the Indian summer monsoon, *J. Atmos. Sci.*, **57**: 1354 - 1372.
- Krishna Kumar, K., Rajagolapan, B., Cane, M.A. (1999). On the weakening relationship between the Indian Monsoon and ENSO. *Science*, **284**: 2156 – 2159.
- Krishnamurti, T.N., Molinari, J. and Pan, H.L. (1976). Numerical simulation of the Somali jet. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2350–2362.
- Krishnamurthi, T.N. Bhalme, H.N. (1976). Oscillations of monsoon system. Part I: Observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1937 – 1954.
- Krishnamurthy, V., Shukla, J. (2007). Intraseasonal and seasonally persisting patterns of Indian monsoon rainfall, *J. Climate*, **20**, 3 - 20.
- Krishnamurthy, V., Ajayamohan, R.S. (2010). Composite Structure of Monsoon Low Pressure Systems and Its Relation to Indian Rainfall. *J. Climate*. **23**: 4285 - 4305.
- Krishnamurthy, V., Achuthavarier, D. (2010). Intraseasonal Oscillations of the Monsoon Circulation over South Asia. COLA Technical Report 306 December 2010.
- Lau, K.M., Yang, G.T., Shen, S. H. (1988). Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 18-37.

- Lau, W.K.M. (2012). El Niño Southern Oscillation connection. Intraseasonal Variability of the Atmosphere–Ocean Climate System, W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Eds., Springer, 297–334.
- Lavender, S., Matthews, A.J. (2009). Response of the West African Monsoon to the Madden–Julian Oscillation. *J. Climate*, **22**: 4097 – 4116.
- Levermann, A., Schewe, A., Petoukhov, V., Held, H. (2009). Basic mechanism for abrupt monsoon transitions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **106**, 20572-20577.
- Lee, E., Chase, T.N, Rajagopalan, B., Barry, R.G., Biggs, T.W., Lawrence, P.J. (2008). Effects of irrigation and vegetation activity on early Indian summer monsoon variability. *Int. J. Climatol.*, DOI: 10.1002/joc.1721.
- Li, C., Yanai, M. (1996). The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land - sea thermal contrast. *J. Climate*, **9**: 358 - 375.
- Li, Y., Harrison, S.P., Zhao, P., Ju, J. (2009). Simulations of the impacts of dynamic vegetation on interannual and interdecadal variability of Asian summer monsoon with modern and mid-Holocene orbital forcings. *Global and Planetary Change*, **66**: 235 – 252.
- Lim, Y-K., Kim, K-Y., Lee, H-S. (2002). Temporal and Spatial Evolution of the Asian Summer Monsoon in the Seasonal Cycle of Synoptic Fields. *J. Climate*, **15**: 3630 – 3644.
- Liu, X., Yanai, M. (2002). Influence of Eurasian Spring Snowcover on Asian Summer Rainfall. *Int. J. Climatol.*, **22**: 1075-1082.
- Loschnigg, J., Meehl, G.A., Webster, P.J., Ablaster, J.M., Compo, G.P. (2003). The Asian Monsoon, the Tropospheric Biennial Oscillation, and the Indian Ocean Zonal Mode in the NCAR CSM. *J. Climate*, **16**, 1617 – 1642.
- Loschnigg, J., Webster, P.J. (2000). A Coupled Ocean–Atmosphere System of SST Modulation for the Indian Ocean. *J. Climate*, **13**: 3342 – 3360.

- Luo, J.-J., Zhang, R., Behera, S.K., Masumoto, Y., Jin, F.-F., Roger Lukas, R., Toshio Yamagata, T. (2010). Interaction between El Niño and Extreme Indian Ocean Dipole. *J. Climate*, **23**: 726–742. doi:10.1175/2009JCLI3104.1.
- Madden, R.A., Julian, P.R. (1971). Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**: 702 – 708.
- Madden, R.A., Julian, P.R. (1972). Description of large – scale circulations cells in the tropics with a 40 – 50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**: 1109 – 1123.
- Maity, R., Nagesh, Kumar D. (2006). Bayesian dynamic modeling for monthly Indian summer monsoon rainfall using ENSO and EQUINOO. *J. Geophys. Res.*, **111** (D07104): 1–12.
- Maity, R., Nagesh, Kumar D. (2007). Hydroclimatic teleconnection between global sea surface temperature and rainfall over India at subdivisonal monthly scale. *Hydrol. Process.*, **21**: 1802–1813. DOI: 10.1002/hyp.6300.
- Maloney, E. D., and Hartmann, D.L. (2000a). Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation, *Science*, 287: 2002– 2004.
- Maloney, E. D., and Hartmann, D.L. (2000b). Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation, *J. Climate*, 13, 1451 - 1460.
- Martyn, D. (1992). *Climate of the World*. Elsevier: New York.
- McPhaden, M. J. (1999). Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño. *Science*, **283**: 950–954.
- Meehl, G.A. (1994). Coupled land-ocean-atmosphere processes and south Asian monsoon variability. *Science*, **266**: 263 - 267.
- Meehl, G.A., Arblaster, J.M. (2002). The Tropospheric Biennial Oscillation and Asian-Australian Monsoon Rainfall. *J. Climate*, **15**: 722–744

- Meehl, G.A., Arblaster, J.M., Loschinger, J. (2003). Coupled-ocean-atmosphere dynamical processes in tropical Indian and Pacific oceans and the TBO. *J. Climate*, **16**: 2138 - 2158.
- Molinari, J., Lombardo, K., Vollaro, D. (2007). Tropical Cyclogenesis within an Equatorial Rossby Wave Packet. *J. Atmos. Sci.*, **64**: 1301 – 1317.
- Mooley, D. A., and B. Parthasarathy (1984), Fluctuations in All-India summer monsoon rainfall during 1871–1978, *Climatic Change*, **6**: 287–301.
- Mooley D.A, Paolino D.A. (1988). A predictive monsoon signal in surface level thermal field over India. *Mon. Wea. Rev.*, **116**: 256-264.
- Morita, J., Takayabu, Y.N., Shige, S., Kodamac, Y. (2006). Analysis of rainfall characteristics of the Madden–Julian oscillation using TRMM satellite data. *Dyn. Atmos. Ocean*, **42**: 107–126.
- Moron, V., Robertson, A.W., Ghil, M. (2012). Impact of the modulated annual cycle and intraseasonal oscillation on daily-to-interannual rainfall variability across monsoonal India. *Climate Dyn.*, **38**: 2409 – 2435.
- Murakami, M. (1976). Analysis of summer monsoon fluctuations over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**: 15-31.
- Murata F., Hayashi T., Matsumoto, J., Asada, H. (2007). Rainfall on the Meghalaya plateau in northeastern India—one of the rainiest places in the world. *Nat. Hazards*, **42**: 391 – 399. DOI 10.1007/s11069-006-9084-z.
- Murtugudde, R., Seager, R., Thoppil, P. (2008). Arabian Sea response to monsoon variations. *Paleoceanography*, **22**. PA4217, doi:10.1029/2007PA001467.
- Naidu, C.V., Muni Krishna, K., Ramalingeswara Rao, S., Bhanu Kumar, O.S.R.U., Durgalakshmi, K., Ramakrishna, S.S.V.S. (2011). Variations of Indian summer monsoon rainfall induce the weakening of easterly jet stream in the warming environment?. *Global and Planetary Change*, **75**: 21–30.

- Nieto R, Gimeno L, Trigo R. (2006). A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture. *Geophys. Res. Lett.*, **33**: L18707. DOI: 10.1029/2006GL027232.
- Nieto R, Gimeno L, Gallego D, Trigo R.M. (2007). Contributions to the moisture budget of airmasses over Iceland. *Meteor. Z.*, **16**: 37-44. DOI: 10.1127/0941-2948/2007/0176.
- Nieto R, Gallego D, Trigo R, Ribera P, Gimeno L. (2008). Dynamic identification of moisture sources in the Orinoco basin in equatorial South America. *Hydrological Sciences Journal*, **53**: 601-616. DOI: 10.1623/hysj.53.3.602.
- Numaguti, A. (1999), Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **104**: 1957 – 1972, doi: 10.1029/1998JD200026.
- Ogura, Y., Yoshizaki, M. (1988). Numerical study of orographic-convective precipitation over the eastern Arabian Sea and the Ghat Mountains during the summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2097 - 2122.
- Paeth, H., Scholten, A., Friederichs, P., Hense, A. (2008). Uncertainties in climate change prediction: El Niño-Southern Oscillation and monsoons. *Global and Planetary Change*, **60**: 265 - 288
- Pai, D.S., Bhate, J., Sreejith, O.P., Hatwar. H. R. (2011). Impact of MJO on the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over India. *Climate Dyn*, **36** :41 - 55. DOI 10.1007/s00382-009-0634-4.
- Panchawagh, N.V., Vaidya, S.S. (2011). Link between break/active phases of summer monsoon over India and China. *Current Sci.*, **101** (2): 194 - 201
- Pant, G. B., Rupa Kumar, K. (1997). *Climates of South Asia*. J. Wiley and Sons: Chichester. pp. xxiii + 320. ISBN 0-471-94948-5.
- Parthasarathy, B., Rupa Kumar, K., Munot, A. (1993). Homogeneous Indian monsoon rainfall: variability and prediction; *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth PlanetScience)*. **102**: 121-155.

Parthasarathy, B., Rupa Kumar, K., Munot, A.A. (1996). Homogeneous regional summer monsoon rainfall over India: Interannual variability and teleconnections. IITM Research Report N° RR-070. ISSN 0205-1075.

Peixoto, J.P., Oort, A.H. (1992). Physics of Climate. Springer-Verlag GmbH, 520 páginas.

Pillai, P.A., Mohankumar, K. (2007). Tropospheric biennial oscillation of Indian summer monsoon with and without El-Niño southern oscillation. *Int. J. Climatol.*, **27** (15): 2095–2101.

Pillai, P.A., Mohankumar, K. (2008). Local Hadley circulation over Asian monsoon region associated with Tropospheric biennial oscillation. *Theor. Appl. Climatol.*, **91**; 171–179. DOI 10.1007/s00704-007-0305-5.

Pillai, P.A., Mohankumar, K. (2009). Individual and combined influence of El Nino Southern Oscillation and Indian Ocean Dipole in Tropospheric Biennial Oscillation. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **136**: 297 – 304.

Prasanna, V., Yasunari, T. (2008). Interannual variability of atmospheric water balance over South Peninsular India and Sri Lanka during northeast monsoon season. *Int. J. Climatol.* **28**: 1997 - 2009. DOI: 10.1002/joc.1683.

Puranik, D.M., Karekar, R. N. (2009). Western disturbances seen with AMSU-B and infrared sensors. *J. Earth Syst. Sci.*, **118** (1), 27 - 39.

Raghvan, K. (1965). Zone of rainfall ahead of a tropical depression. *Ind. J. Meteorol. Geophys.* **16**: 631 – 634.

Ramesh Kumar, M.R., Chenoi, S. S. C., Schluessel, P. (1999). On the Role of the Cross Equatorial Flow on Summer Monsoon Rainfall over India using NCEP/NCAR Reanalysis Data. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **70**, 201-213.

Ramesh-Kumar M.R, Schulz J. (2002). Analysis of freshwater flux climatology over the Indian Ocean using the HOAPS data. *Remote Sens. Environ.*, **80**: 363– 372.

- Rajeevan, M., Pai, D.S., Thapliyal, V. (1998). Spatial and temporal relationships between global land surface air temperature anomalies and Indian summer monsoon rainfall. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **66**: 157 – 171.
- Rajeevan, M., Pai, D.S., Das, M.R. (2001). Asymmetric thermodynamic structure of monsoon depression revealed in microwave satellite data. *Current Sci.*, **81**: 448 – 450.
- Rajeevan M, Gadgil S, Bhate J. (2010). Active and break spells of the Indian summer monsoon. *Journal of Earth System Science* **119**: 229–247.
- Raju, P.V.S., Bhatla, R., Mohanty, U.C. (2011). A study on certain aspects of kinetic energy associated with western disturbances over northwest India. *Atmósfera*, **24**(4), 375 - 384.
- Ramamoorthy, K. (1969). Monsoon of India: Some aspects of the break in the Indian southwest during July and August. Forecasting Manual (Nº. IV, 18.3). Indian Meteorological Department, Poona.
- Rao, Y.P. (1976). Southwest Monsoon. Meteorological Monograph Synoptic Meteorology Nº 1. Indian Meteorological Department, New Delhi, 367pp.
- Rasmusson, E.M., Wang, X., Ropelewski, C.F. (1990). The biennial component of ENSO variability. *J. Mar. Sys.*, **1**: 71 - 96.
- Ratnam, J.V., Behera, S.K., Masumoto, Y., Takahashi, K., Yamagata, T. (2010). Pacific Ocean origin for the 2009 Indian summer monsoon failure. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L07807, doi: 10.1029/2010GL042798.
- Reynolds, R.W., Smith, T.M., Liu, C., Chelton, D.B., Casey, K.S., Schlax, M.G. (2007). Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate*, **20**: 5473 – 5496. DOI: 10.1175/2007JCLI1824.1.
- Ribera, P., Mann, M.E. (2002). Interannual variability in the NCEP Reanalysis 1948 – 1999, *Geophys. Res. Lett.*, **29** (10), 1494, doi: 10.1029/2001GL013905.

- Rodwell, M.J. and Hoskins, B.J. (1995). A model of the Asian Summer Monsoon. Part II: cross-equatorial flow and PV behavior. *J. Atmos. Sci.*, **52**: 1341-1356.
- Romatschke, U., Houze, R.A. (2011). Characteristics of Precipitating Convective Systems in the South Asian Monsoon. *J. Hydrometeor.*, **12**: 3 - 26. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JHM1289.1>
- Saha, K.R., Sanders, F., Shukla, J. (1981). Westward-propagating predecessors of monsoon depressions. *Monthly Weather Review*. **109**: 330 - 343.
- Saji, N.H., Goswami, V. P., Vinayachandran, N., Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360 - 363.
- Saji, N. H., Yamagata, T. (2003). Interference of teleconnection patterns generated from the tropical Indian and Pacific Oceans. *Climate Res.*, **25**, 151 – 169.
- Sakai, K., Kawamura, R., Iseri, Y. (2010). ENSO-induced tropical convection variability over the Indian and western Pacific oceans during the northern winter as revealed by a self-organizing map. *J. Geophys. Res.*, **115**, D19125, doi:10.1029/2010JD014415.
- Schreck, C.J., Molinari, J. (2009). A Case Study of an Outbreak of Twin Tropical Cyclones. *Mon Wea. Rev.*, **137**: 863- 875.
- Schiller, A., Godfrey, J. S. (2003), Indian Ocean intraseasonal variability in an ocean general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 21 - 39.
- Shen, S.H., Lau, K.M. (1995). Biennial Oscillation Associated with the East Asian Summer Monsoon and Tropical Sea Surface Temperature. *J. Met. Soci. Japan*, **73**, 105-124.
- Shinoda, T., Hendon, H., Glick, J. (1998), Intraseasonal variability of surface fluxes and sea surface temperature in the tropical western Pacific and Indian Oceans, *J. Climate*, **11**: 1685–1702.

Shukla, J. Paolino, D.A. (1983). The Southern Oscillation and long range forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1830-1837.

Shukla, J. (1987). Long range forecasting of monsoons. Monsoons. Editors: Jay S. Fein and Pamela L. Stephens, John Wiley & Sons, Inc., pp. 523-547

Sikka, D.R., Gadgil, S. (1978). Large-scale rainfall over India during the summer monsoon and its relation to the lower and upper tropospheric vorticity, *Indian J. Meteorol. Hydrol. Geophys.*, **29**: 219–231.

Sikka, D. R., Gadgil, S. (1980). On the maximum cloud zone and the ITCZ over India longitude during the southwest monsoon. *Mon. Weather Rev.*, **108**, 1840 - 1853.

Sikka, D.R. Gray, M.W. (1981). Cross-hemispheric actions and the onset of the summer monsoon over India. International Conference on Scientific Results of Monsoon Experiments, Bali, Indonesia, 26-30 Oct. 1981, pp. 3-74 to 3-78.

Sinha, V., Pradhan, D. (2006). Supercell storm at Kolkata, India and neighbourhood – Analysis of thermodynamic conditions, evolution, structure and movement. *Indian Journal of Radio and Space Physics*, **35**: 270-279.

Singh, S. V., Kriplani, R.H., Sikka, D.R. (1992). Interannual variability of the Madden-Julian Oscillations in Indian summer monsoon rainfall, *J. Climate.*, **5**: 973 - 979.

Singh, O.P., Khan, T.M.A., Rahman, Md. S. (2001). Has the frequency of intense tropical cyclones increased in the north Indian Ocean?. *Current Science*, 80: 575 - 581.

Sperber, K. R., Annamalai, H. (2007). Coupled model simulations of boreal summer intraseasonal (30-50 day) variability, Part I: Systematic errors and caution on use of metrics. *Climate. Dyn.*, submitted.

Stohl, A., Hittenberger, M., Wotawa, G. (1998). Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiment data. *Atmos. Environ.*, **32**: 4245– 4264.

Stohl, A., Thomson, D.J. (1999). A density correction for Lagrangian particle dispersion models. *Bound.-Layer Meteor.*, **90**: 155–167.

Stohl, A., James, P. (2004). A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part 1: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe. *J. Hydrometeorol.*, **5**: 656– 678.

Stohl, A., James, P. (2005). A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part 2: Earth's river catchments, ocean basins, and moisture transports between them, *J. Hydrometeorol.*, **6**: 961– 984.

Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P., Wotawa, C. (2005). Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmospheric Chemistry and Physics* **5**: 2461–2474.

Straub, K. H., Kiladis, G.N., Ciesielski, P.E. (2006). The role of equatorial waves in the onset of the South China Sea summer monsoon and the demise of El Niño during 1998. *Dyn. Atmos.Oceans*, **42**: 216–238.

Suhas, E., Neena, J.M., Goswami, B.N. (2012). An Indian monsoon intraseasonal oscillations (MISO) index for real time monitoring and forecast verification. *Climate. Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-012-1462-5

Swapna, P., Ramesh Kumar, M.R. (2002). Role of low level flow on the summer monsoon rainfall over the Indian subcontinent during two contrasting monsoon years. *J. Ind. Geophys. Union*. **6**: 123-137.

Syed, F.S., Giorgi, F., Pal, J.S., King, M.P. (2006). Effect of remote forcings on the winter precipitation of central southwest Asia part 1: observations, *Theor. Appl. Climatol.*, **86**: 147–160.

Syed, F.S., Giorgi, F., Pal, J.S., Keay, K. (2010). Regional climate model simulation of winter climate over Central–Southwest Asia, with emphasis on NAO and ENSO effects. *Int. J. Climatol.*, **30**, 220 – 235. DOI: 10.1002/joc.1887.

Tamura. T., Koike, T., Yamagoto, A., Yasukawa, M., Kitsuregawa, M. (2011). Contrasting Impacts of the Indian Ocean Dipole and ENSO on the Tropospheric Biennial Oscillation. *SOLA*, **7**: 013–016, doi:10.2151/sola.2011-004.

Tao, S., Chen, L. (1987). A review of recent research on the East Asia summer monsoon in China. In: Chang CP, Krishnamurti, TN (eds) Monsoon meteorology. Oxford University. Press, Oxford, p 60–92.

Tian, S. F., Yasunari, T. (1992). Time and space structure of interannual variation in summer rainfall over China, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**: 585–596.

Torrence, C., Webster, P.J. (1999). Interdecadal Changes in the ENSO - Monsoon System. *J. Climate*, **12**: 2679 - 2690.

Trenberth, K.E. (1999). Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. *J. Climate*, **12**: 1368 – 1381

Trenberth, K.E., Stepaniak, D.P., Caron, J.M. (2000). The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation, *J. Climate*, **13**: 3969-3993.

Trenberth K.E, Dai A, Rasmussen R.M, Parsons D.B. (2003). The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**: 1205–1217. DOI: 10.1175/BAMS-84-9-1205.

Ummenhofer, C C. et al (2009). What causes southeast Australia's drought?. *Geophys. Res. Lett.*, **36** (L04706). doi:10.1029//2008GL036801.

Ummenhofer, C.C., Gupta, A.S., Li, Y., Taschetto, A.S., England, M.H. (2011). Multi-decadal modulation of the El Niño–Indian monsoon relationship by Indian Ocean variability. *Environ. Res. Lett.*, **6**: 034006 (8pp).

Uppala S.M, and Co-authors. (2005). The ERA-40 Re-analysis. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **131**: 2961-3012.

Vaidya, S.S. (2007). Simulation of weather systems over Indian region using mesoscale models. *Meteorol Atmos Phys.* **95**, 15–26. DOI 10.1007/s00703-006-0188-5

Vecchi, G.A., Harrison, D.E. (2002). Monsoon Breaks and Subseasonal Sea Surface Temperature Variability in the Bay of Bengal. *J. Climate*. **15**: 1485 - 1493.

Vila, D.A, De Goncalves, L.G.G, Toll, D.L, Rozante, J.R. (2009). Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America. *J. Hydrometeorol.*, **10**: 533–543. DOI:10.1016/j.jhydrol.2004.08.016.

Vincent, D.G., Fink, A., Schrage, J.M., Speth, P. (1998). High- and lowfrequency intraseasonal variance of OLR on annual and ENSO timescales. *J. Climate.*, **11**: 968–986.

Walker, G. T. (1924). “Correlation in Seasonal Variations of Weather, IX: A Further Study of World Weather,” Memoirs of the India Meteorological Department, Vol. 24, Part 9, Calcutta. 1924, pp. 275 - 332.

Walker, G. T. (1928). “World Weather III,” Memoirs of the Royal Meteorological Society, Vol. II, No. 17, Edward Stanford, LTD., London, Apr. 1928, pp. 97 - 106.

Waliser, D. E., Stern, W., Schubert, S., Lau, K.M. (2003). Dynamic predictability of intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **129**: 2897-2925.

Waliser, D. (2006) Intraseasonal variability. In the Asian Monsoons (ed. Wang, B.,). Springer-Praxis, Chinchster, UK, pp. 203-257.

Wang, B., Linho. (2002). Rainy Season of the Asian - Pacific Summer Monsoon. *J. Climate*, **15**: 386 – 398.

Wang, B., Rui, H. (1990). Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies. *Meteor. Atmos. Phys.* **44** (1-4), 43-61.

Wang, B., Webster, P., Kikuchi, K., Yasunari, T., Qi, Y. (2006). Boreal summer quasi-monthly oscillation in the global tropics. *Climate. Dyn.*, **27**: 661-675.

- Wang, B. (2012), Theory, in *Intraseasonal Variability in the Atmosphere–Ocean Climate System*, edited by W.K.M Lau and D.E. Waliser, pp. 307 - 360 (second edition), Springer, Heidelberg.
- Watanabe, T., Yamazaki, K. (2012). Influence of the Anticyclonic Anomaly in the Subtropical Jet over the Western Tibetan Plateau on the intraseasonal variability of Asian Summer Monsoon in early summer. *J. Climate*, **25**: 1291-1303.
- Weaver J.M.C, Talma A.S. 2005. Cumulative rainfall collectors. A tool for assessing groundwater recharge. *Water SA* 31: 283-290. ISSN 0378-4738.
- Webster, P. J. (1987). "The Elementary Monsoon." In *Monsoons*, (Eds., Fein and Stephens), J. Wiley Co., 3-32.
- Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., Yasunari, T. (1998). Monsoons: Processes, Predictability and Prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14, 451 – 510.
- Webster, P.J., Moore, A.M., Loschnigg, J.P., Leben, R.R. (1999). Coupled ocean - atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997 - 98. *Letters to nature*, **401**: 356 - 359.
- Webster, P.J., Clark, C., Cherikova, G., Fasullo, J., Han, W., Loschnigg, J., Sahami, K. (2002). The monsoon as a self-regulating coupled ocean - atmosphere system. *International Geophysics*, **83**: 198 – 219.
- Webster, P.J. (2006). The coupled monsoon system. In *the Asian Monsoon*. (ed. Wang, B.). Springer-Praxis, Chinchster, UK, pp. 3 - 65.
- Weng, H., Wu, G., Liu, Y., Behera, S.K., Yamagata, T. (2011). Anomalous summer climate in China influenced by the tropical Indo-Pacific Oceans. *Climate Dyn.*, **36**:769 - 782. DOI 10.1007/s00382-009-0658-9.
- Wheeler, M.C., Hendon, H.H. (2004). An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**: 1917 – 1932.

- Wheeler, M.C., McBride, J.L. (2012). Australasian monsoon. Intraseasonal Variability of the Atmosphere–Ocean Climate System, W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Eds., Springer, 147–198.
- Woolnough, S.J., Vitart, F., Balmaseda, M.A. (2007). The role of the ocean in the Madden-Julian Oscillation: Implications for MJO prediction. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **133** (622): 117-128.
- Wu, R., Kirtman, B.P. (2004). The Tropospheric Biennial Oscillation of the Monsoon-ENSO System in an Interactive Ensemble Coupled GCM. *J. Climate*, **17**: 1623-1640.
- Xie, S.P., Xu, H., Saji, N.H., Wang, Y., Liu, W.T. (2006). Role of narrow mountains in large-scale organization of Asian Monsoon convection. *J. Climate*, **11(14)**: 3420 – 3929.
- Yamagata, T., S. K. Behera, S. A. Rao, Z. Guan, K. Ashok, and H.N. Saji, (2002). The Indian Ocean Dipole: a physical entity. *Clivar Exchanges*, **24**, pp 15-18, 20-22.
- Yang, B., Fu, X., Wang, B. (2008). Atmosphere-ocean conditions jointly guide convection of the Boreal Summer Intraseasonal Oscillation: Satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **113**: D11105. DOI: 10.1029/2007JD009276,
- Yang, S., Zhang, Z., Kousky, V. E. Higgins, R.W., Hyun, S., Liang, J. and Fan, Y. (2008). Simulations and Seasonal Prediction of the Asian Summer Monsoon in the NCEP Climate Forecast System. *J. Climate*, **21**, 3755 – 3775.
- Yasunari, T. (1990). Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean systems in the tropical pacific. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**: 29–41.
- Zhang, C., Gottschalck, J. (2002). SST Anomalies of ENSO and the Madden–Julian oscillation in the equatorial Pacific. *J. Climate*, **15**: 2429 - 2445.
- Zhang, C.D. (2005), Madden-Julian oscillation, *Rev. Geophys.*, 43, RG2003, doi: 10.1029/2004RG000158.

Zickfeld, K., Knopf, B., Petoukhov, V., Schellnhuber, H.J. (2005) Is the Indian summer monsoon stable against global change?. *Geophys. Res. Lett.*, **32**:L15707.

Zhou, T.J. and Yu, R. C. (2005). Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J. Geophys. Res.*, **110**. D08104, doi:10.1029/2004JD005413.

Anexo A

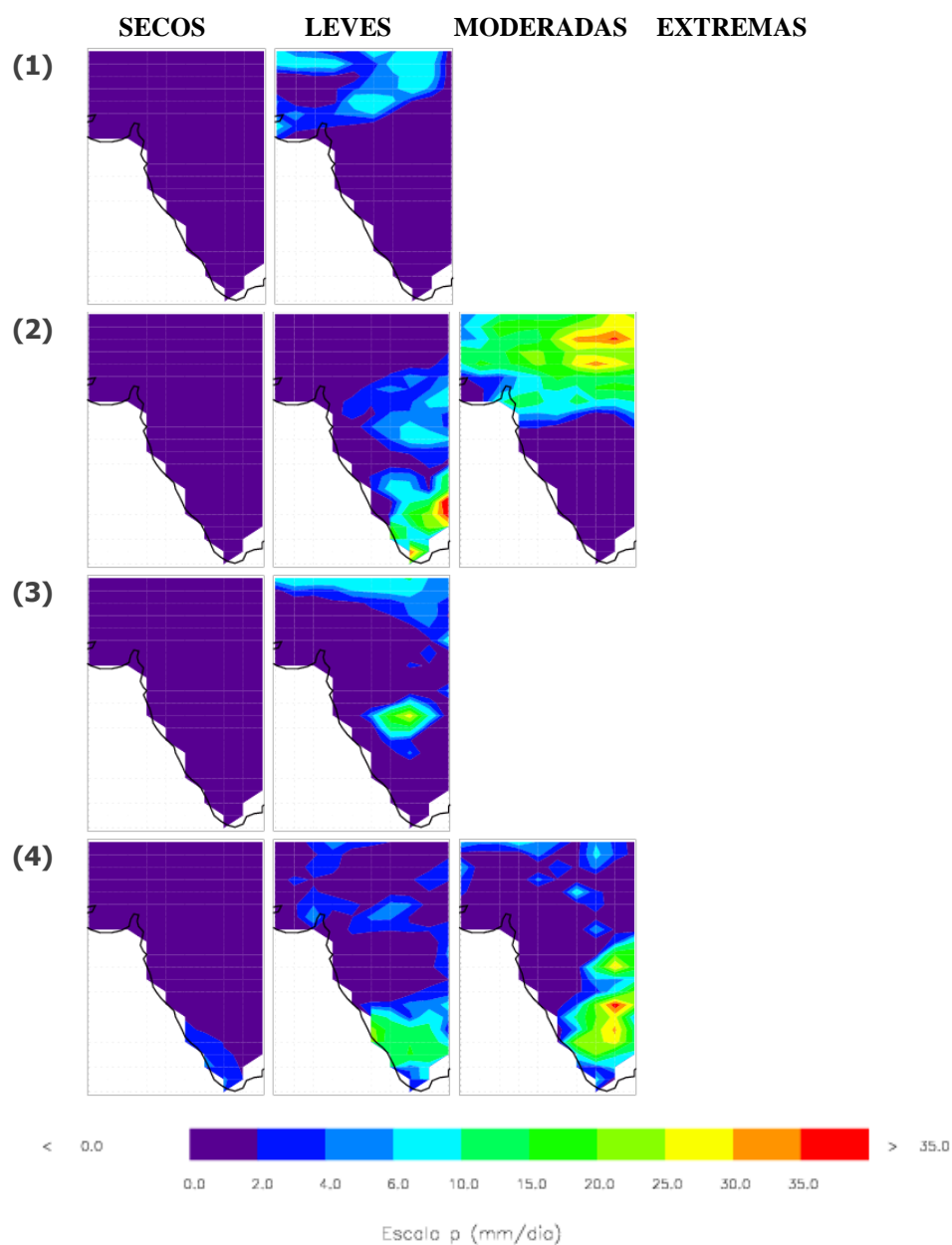


Figura A1. Precipitación media en la zona 1 durante los días secos, de precipitación leve, moderada y de carácter extremo (de izquierda a derecha) en los meses de (1) enero, (2) febrero, (3) marzo y (4) abril.

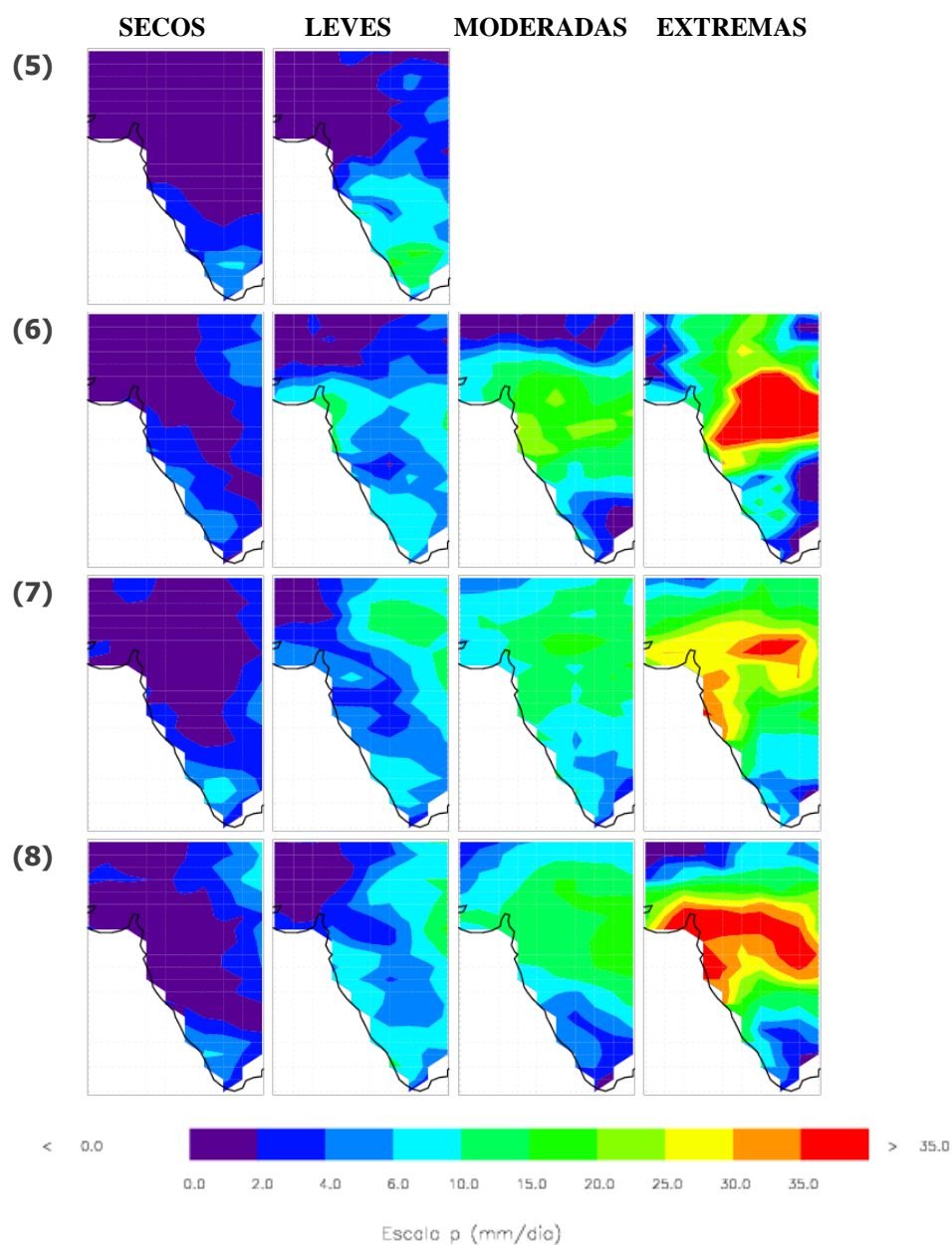


Figura A1 (Continuación). Precipitación media en la zona 1 durante los días secos, de precipitación leve, moderada y de carácter extremo (de izquierda a derecha) en los meses de (5) mayo, (6) junio, (7) julio y (8) agosto.

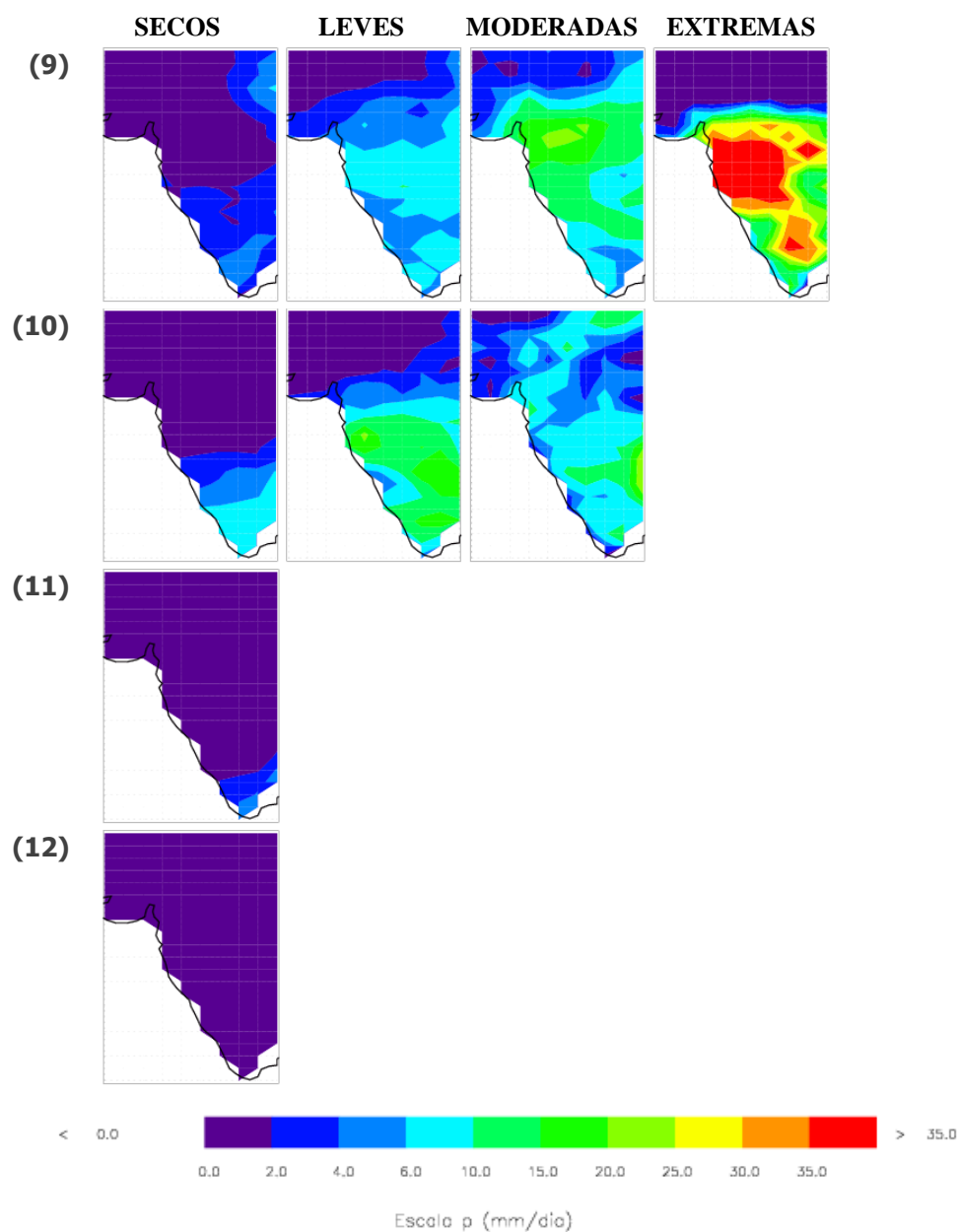


Figura A1 (Continuación). Precipitación media en la zona 1 durante los días secos, de precipitación leve, moderada y de carácter extremo (de izquierda a derecha) en los meses de (9) septiembre, (10) octubre, (11) noviembre y (12) diciembre.

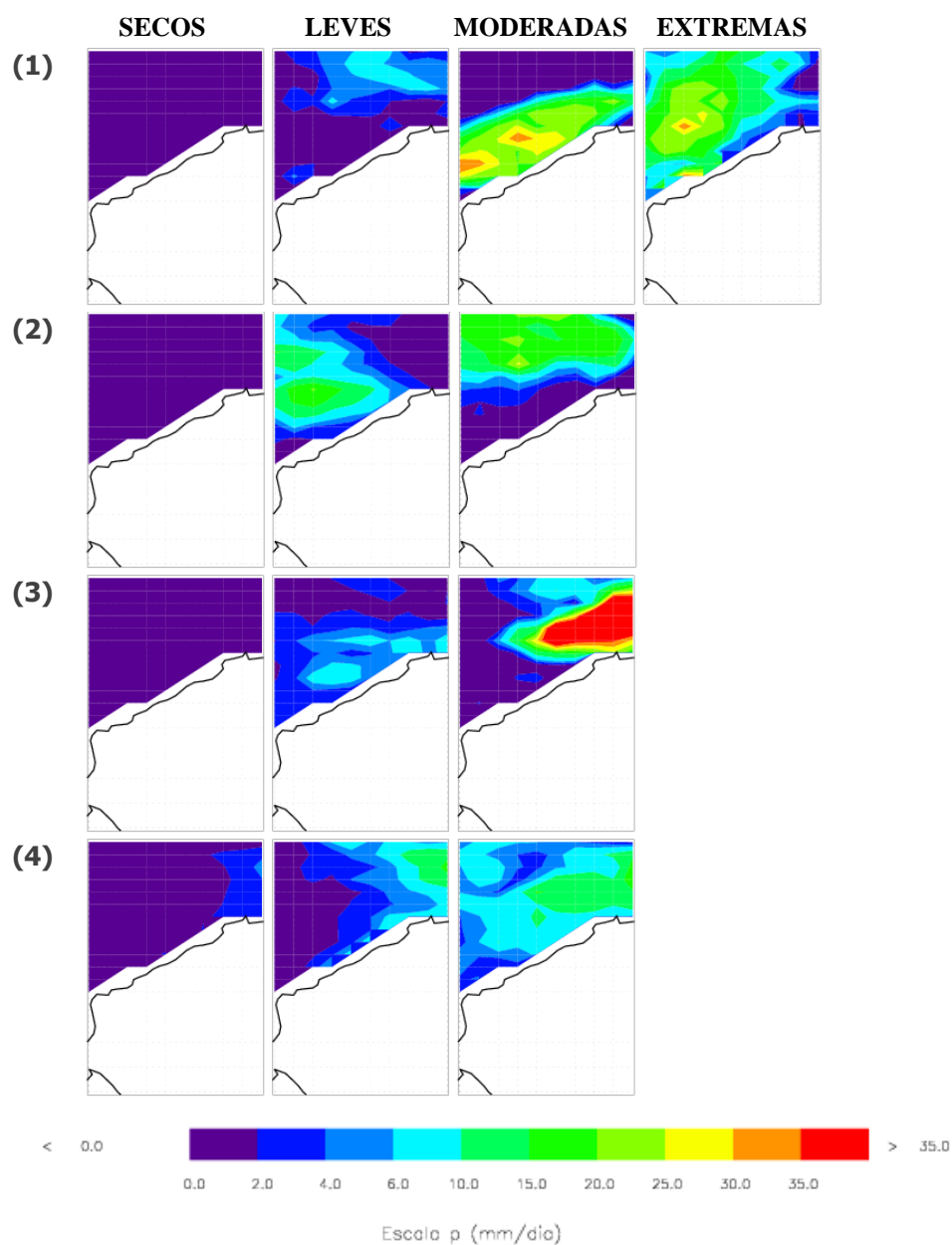


Figura A2. Precipitación media en la zona 2 durante los días secos, de precipitación leve, moderada y de carácter extremo (de izquierda a derecha) en los meses de (1) enero, (2) febrero, (3) marzo y (4) abril.

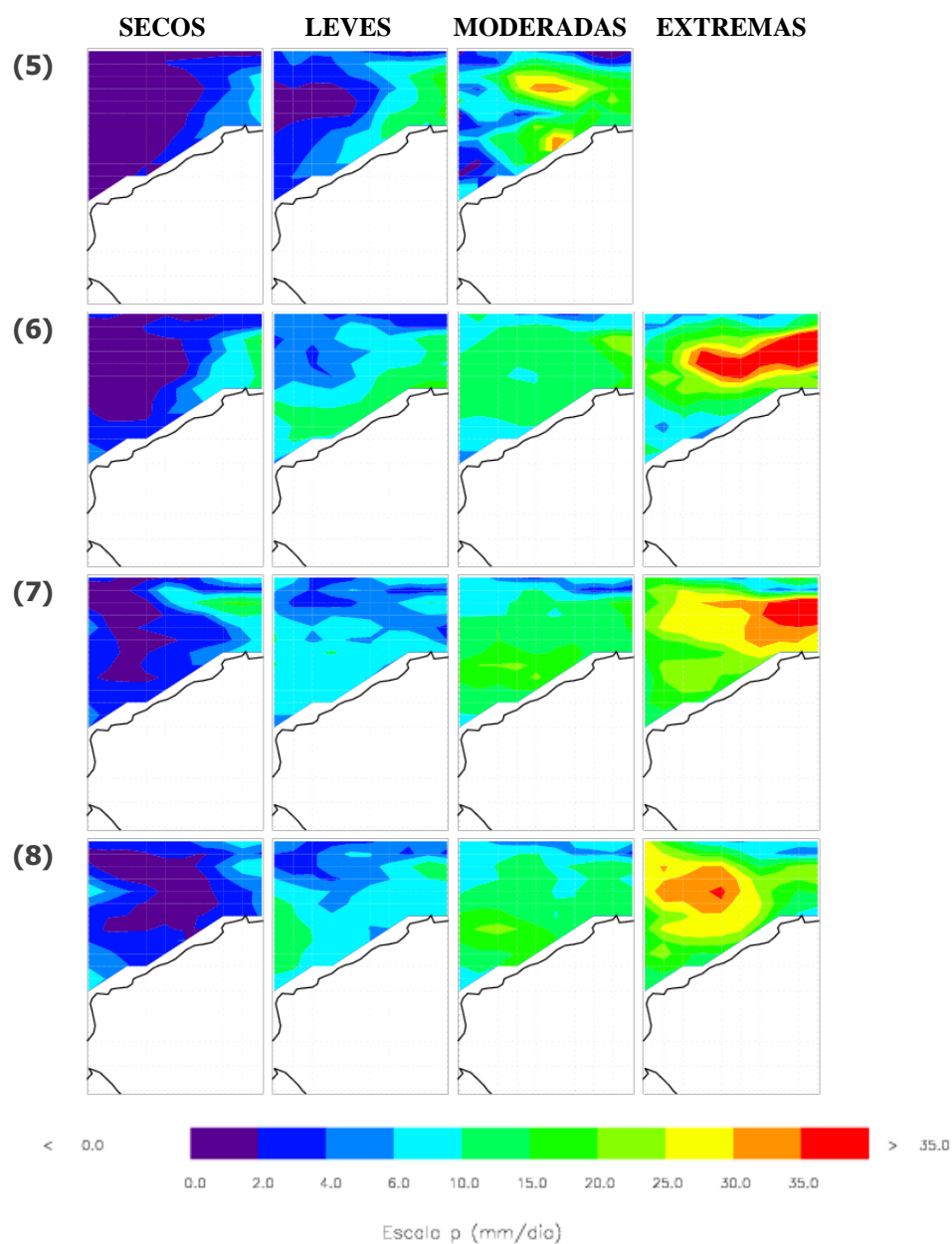


Figura A2 (Continuación). Precipitación media en la zona 2 durante los días secos, de precipitación leve, moderada y de carácter extremo (de izquierda a derecha) en los meses de (5) mayo, (6) junio, (7) julio y (8) agosto.

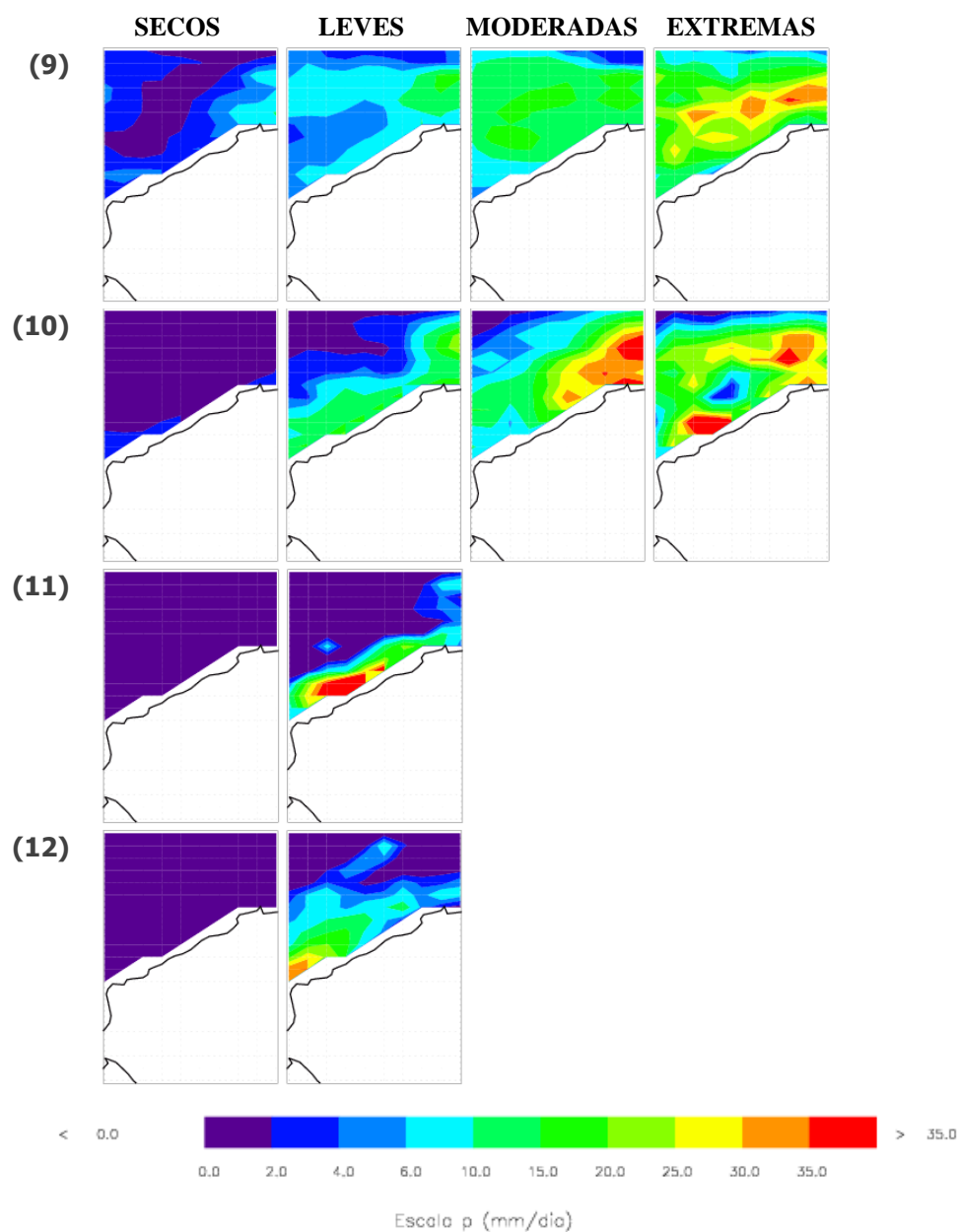


Figura A2 (Continuación). Precipitación media en la zona 2 durante los días secos, de precipitación leve, moderada y de carácter extremo (de izquierda a derecha) en los meses de (9) septiembre, (10) octubre, (11) noviembre y (12) diciembre.

Anexo B

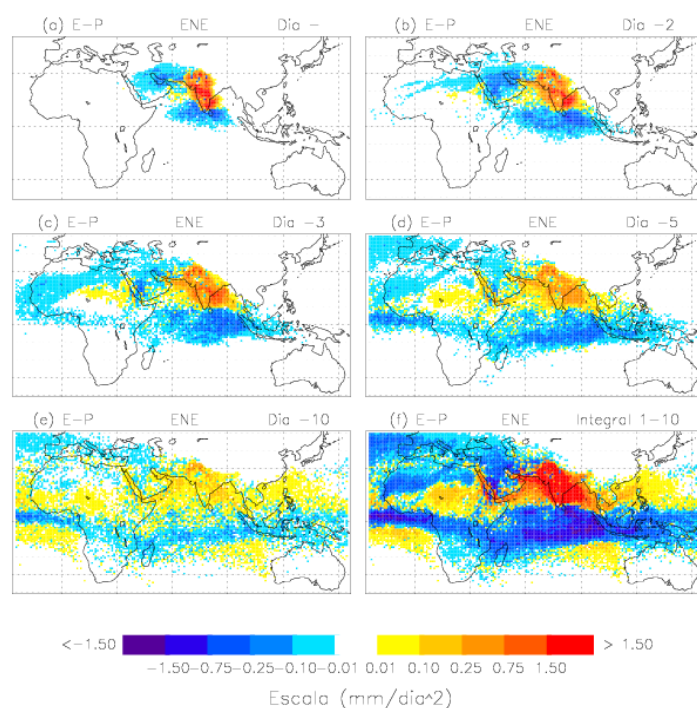


Figura B1.1. Distribución de E-P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 1 durante el mes de enero. Se muestran las contribuciones a E - P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

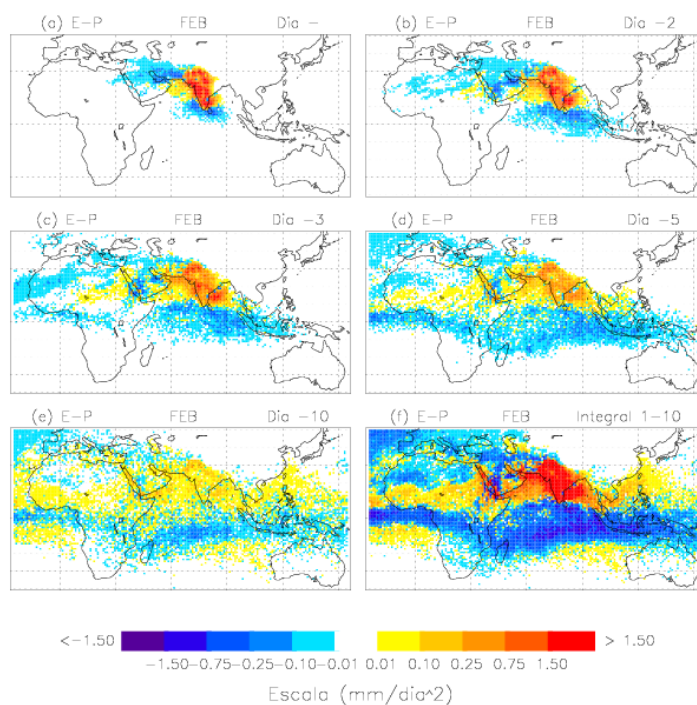


Figura B1.2. Ídem para el mes de febrero

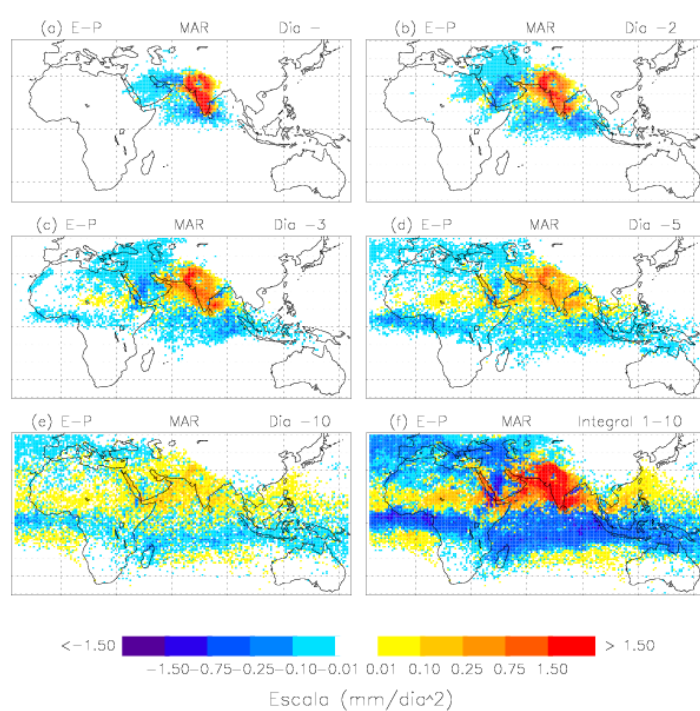


Figura B1.3. Ídem para el mes de marzo.

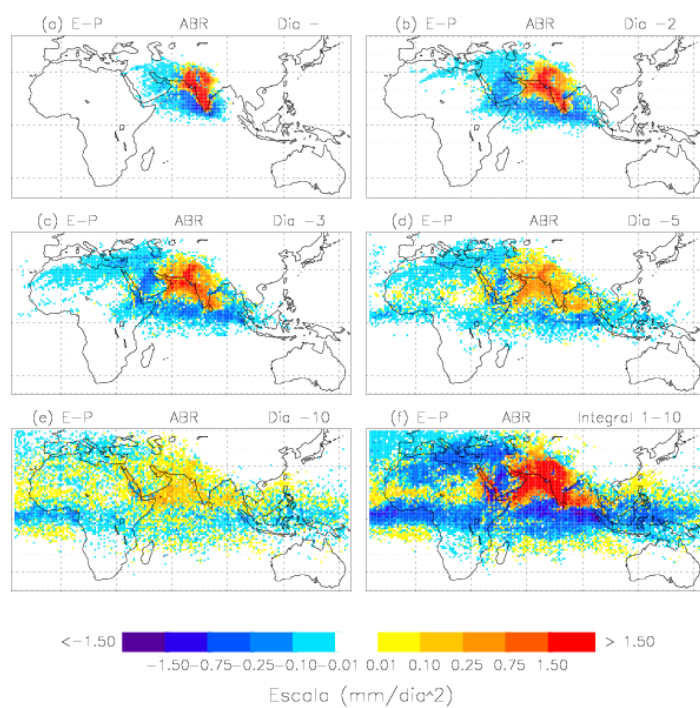


Figura B1.4. Ídem para el mes de abril.

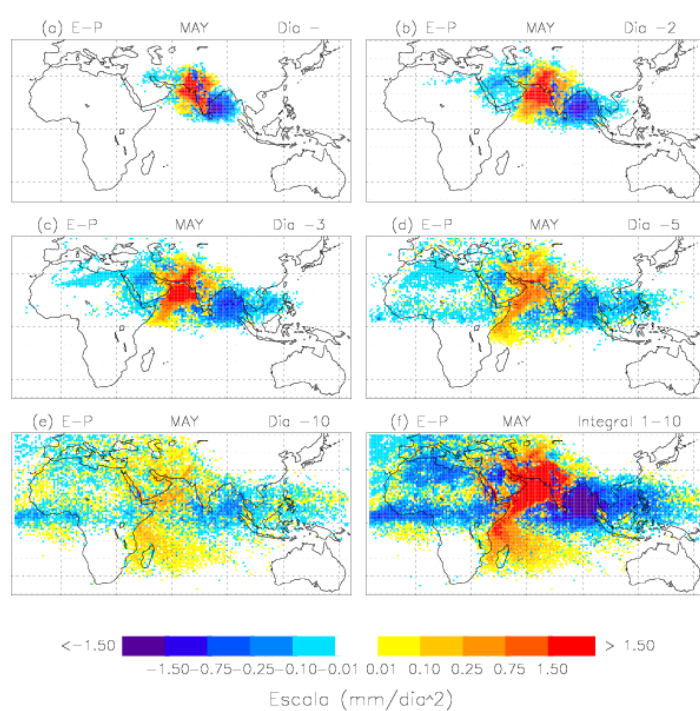


Figura B1.5. Ídem para el mes de mayo.

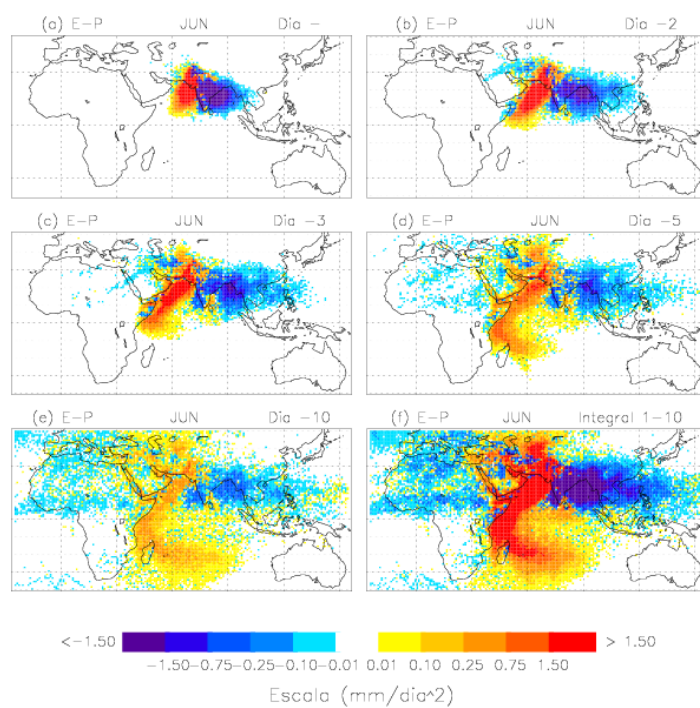


Figura B1.6. Ídem para el mes de junio.

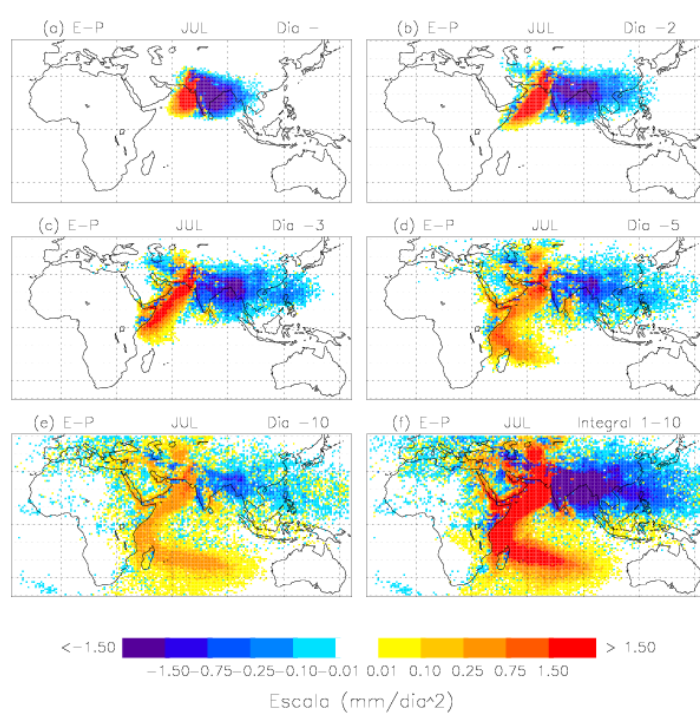


Figura B1.7. Ídem para el mes de julio.

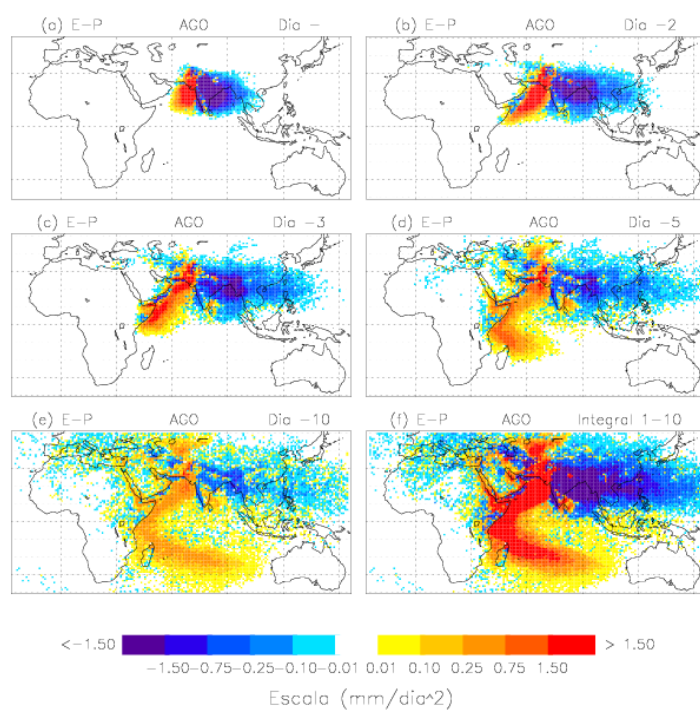


Figura B1.8. Ídem para el mes de agosto.

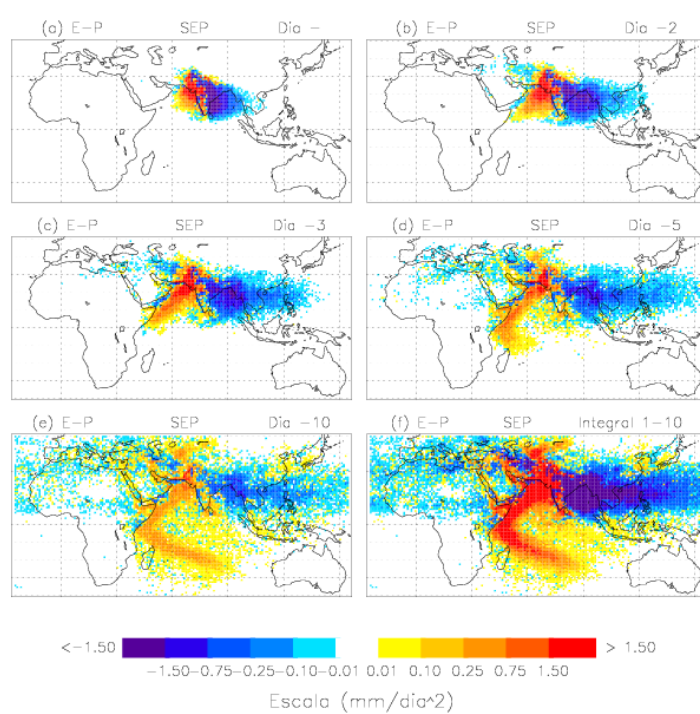


Figura B1.9. Ídem para el mes de septiembre.

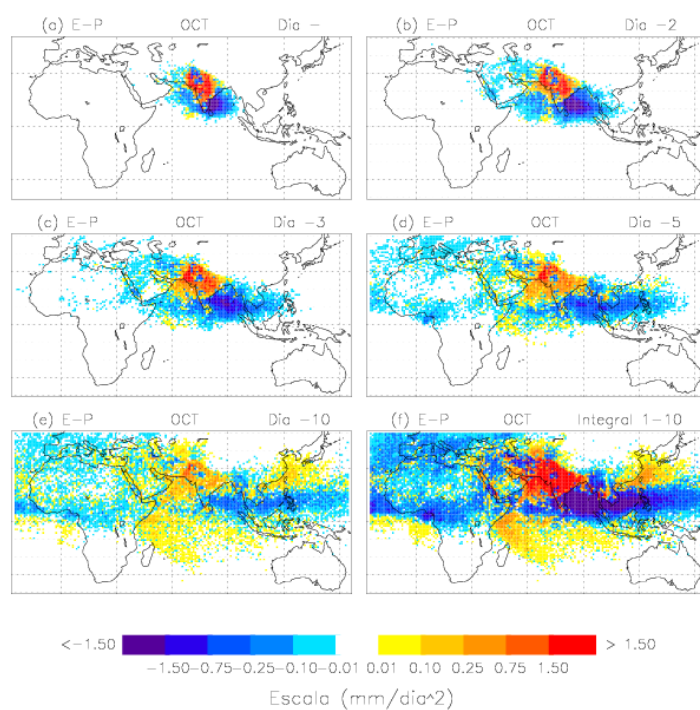


Figura B1.10. Ídem para el mes de octubre.

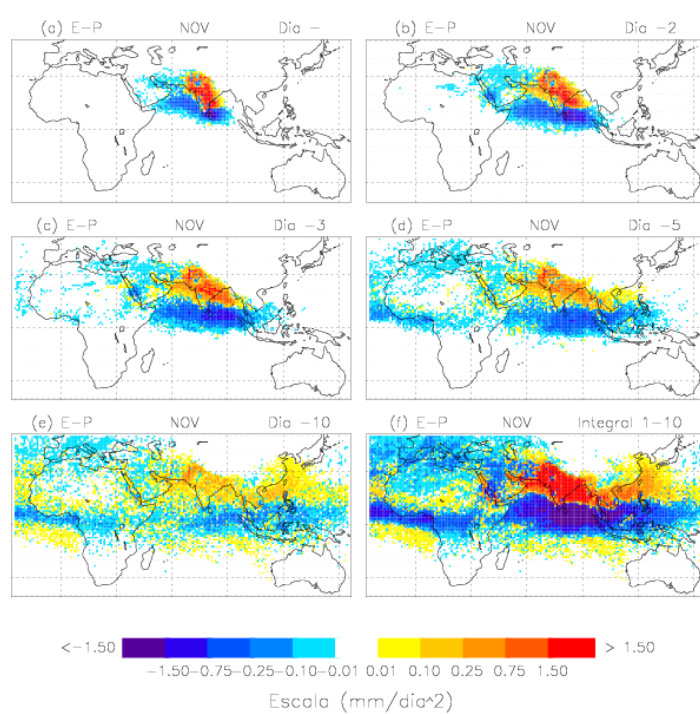


Figura B1.11. Ídem para el mes de noviembre.

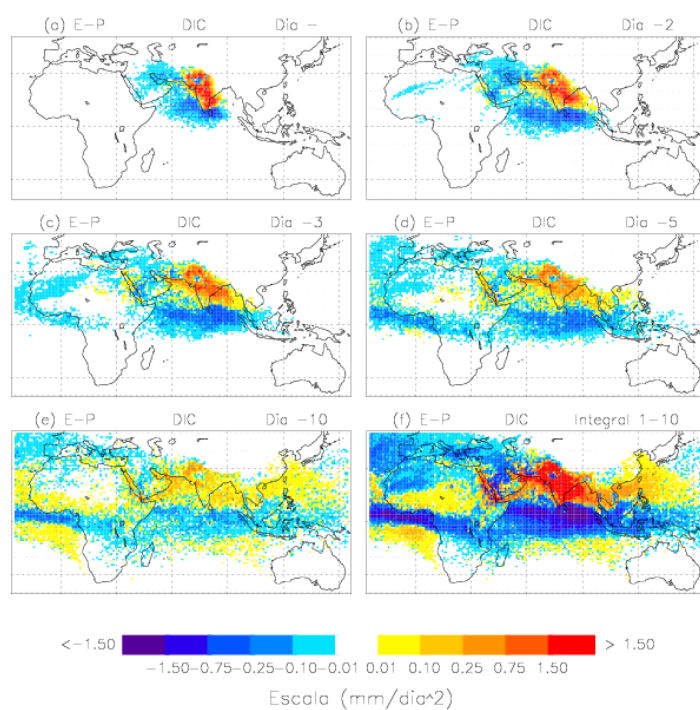


Figura B1.12. Ídem para el mes de diciembre.

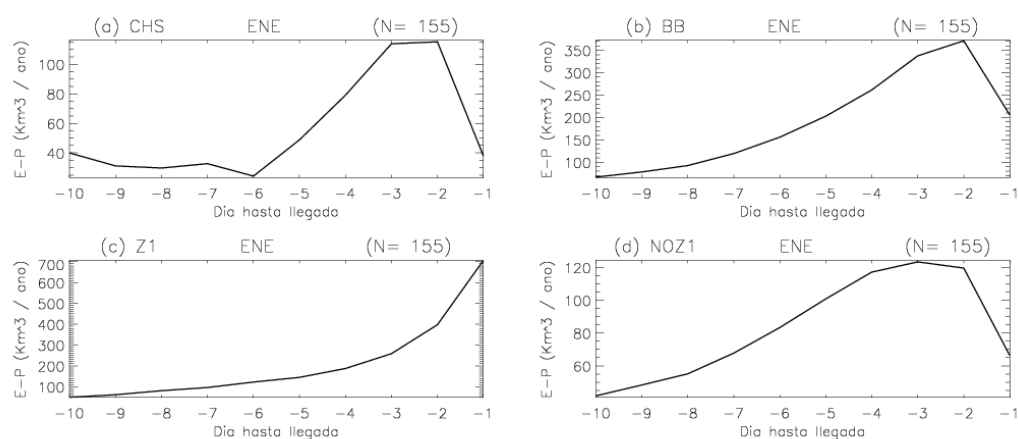


Figura B1.13. E-P neta integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente seleccionadas desde los días -1 a -10 para el mes de enero.

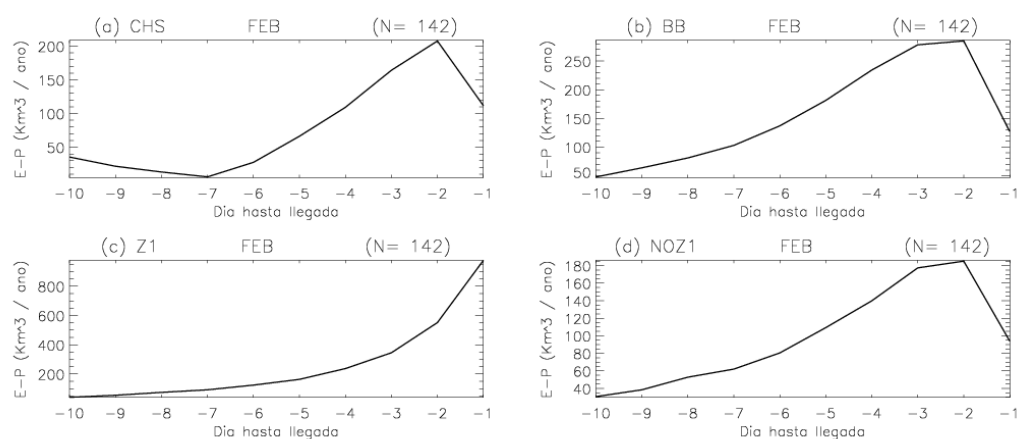


Figura B1.14. Ídem para el mes de febrero.

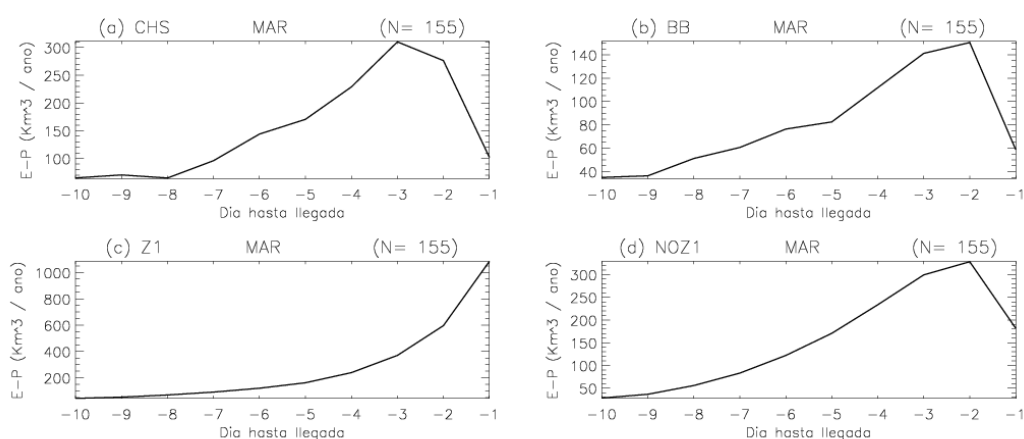


Figura B1.15. Ídem para el mes de marzo.

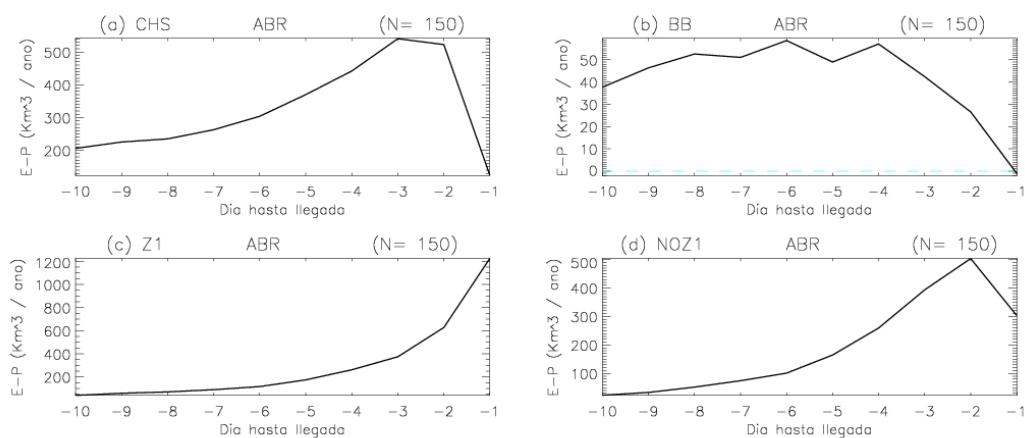


Figura B1.16. Ídem para el mes de abril.

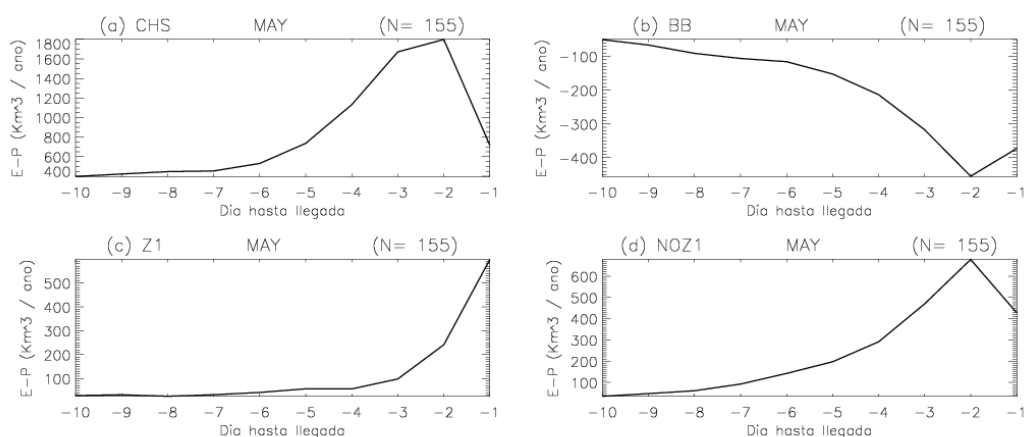


Figura B1.17. Ídem para el mes de mayo.

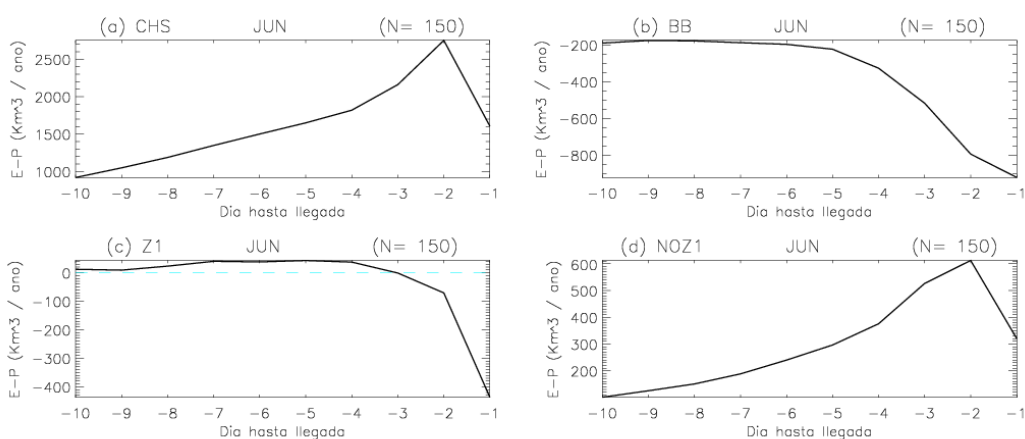


Figura B1.18. Ídem para el mes de junio.

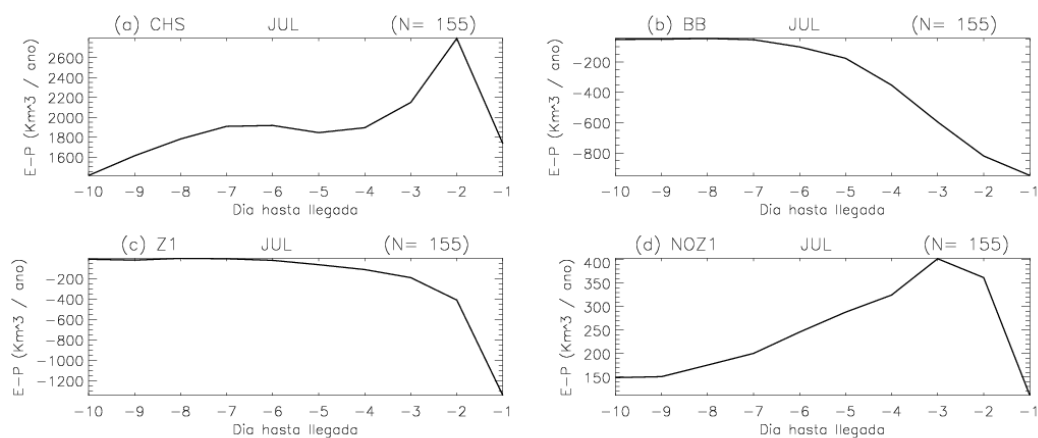


Figura B1.19. Ídem para el mes de julio.

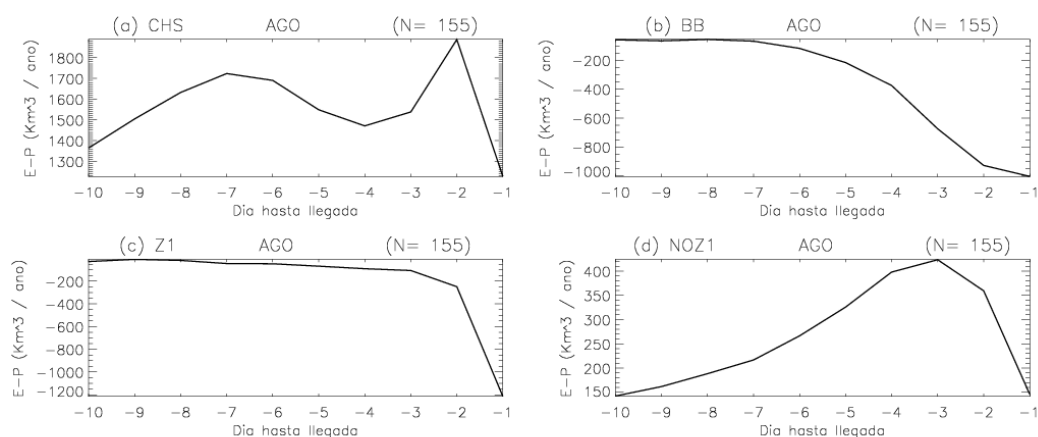


Figura B1.20. Ídem para el mes de agosto.

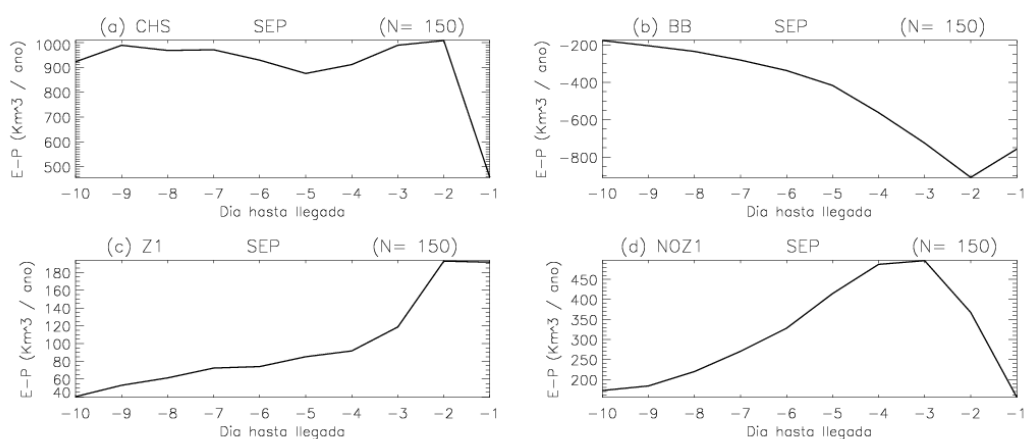


Figura B1.21. Ídem para el mes de septiembre.

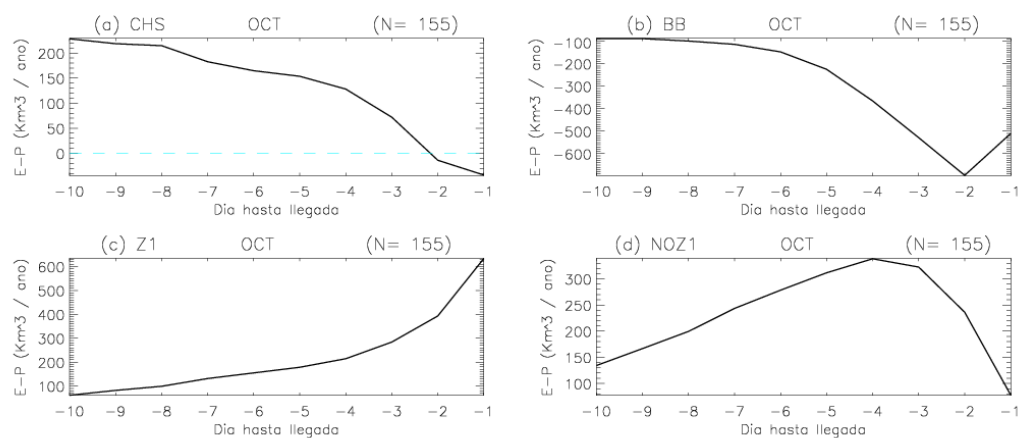


Figura B1.22. Ídem para el mes de octubre.

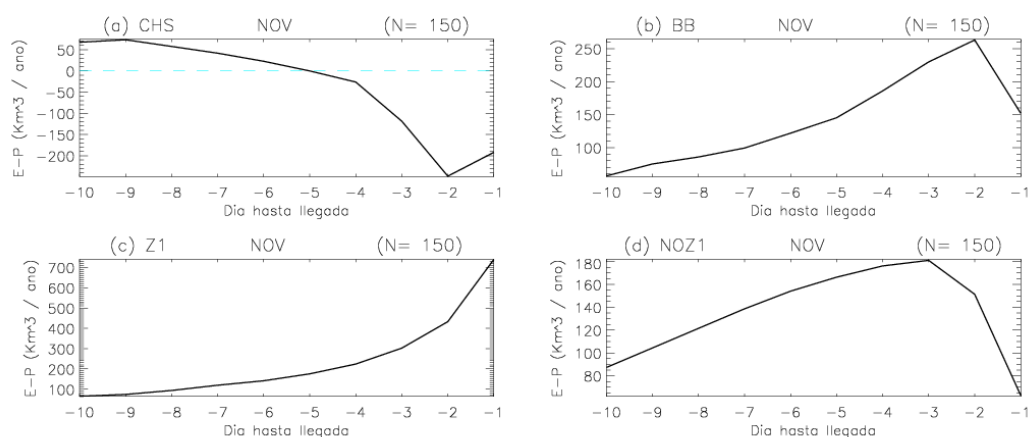


Figura B1.23. Ídem para el mes de noviembre.

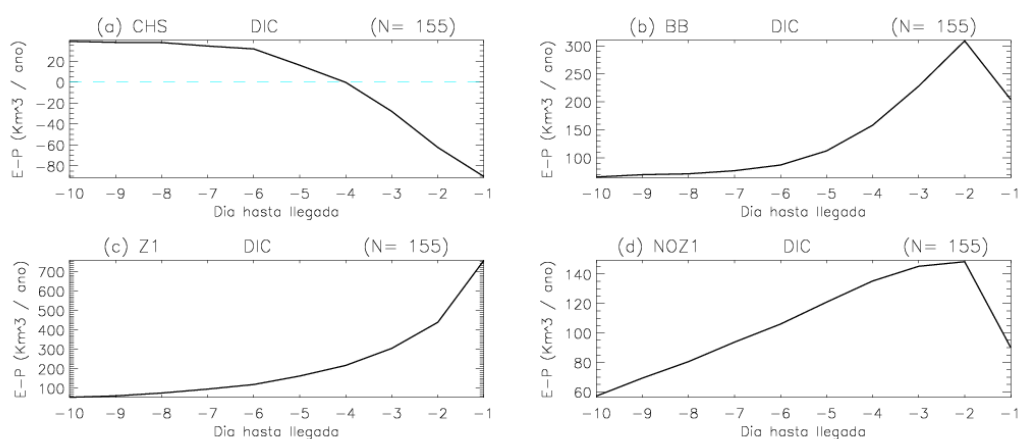


Figura B1.24. Ídem para el mes de diciembre.

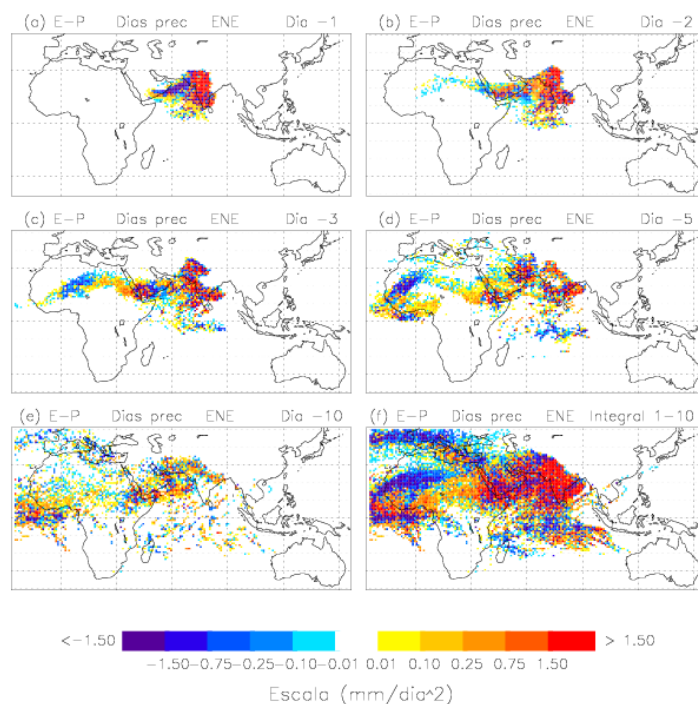


Figura B1.25. Distribución de E-P del mes de enero correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 1 los días en los que se registra precipitación de cualquier intensidad en la zona. Se muestran las contribuciones a E-P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10

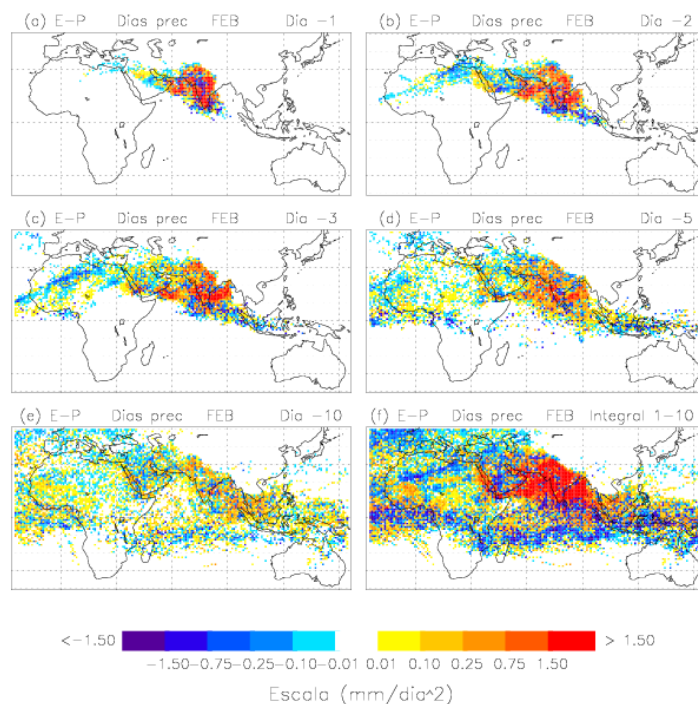


Figura B1.26. Ídem para el mes de febrero

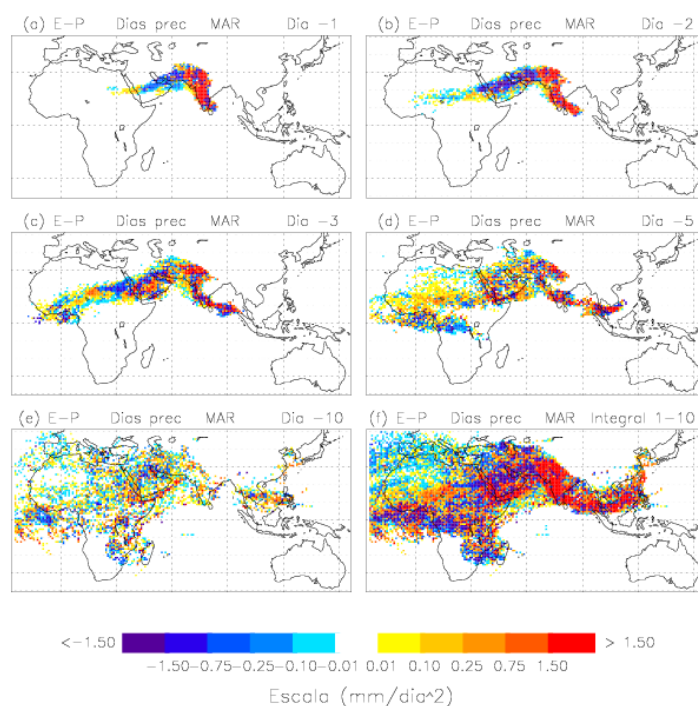


Figura B1.27. Ídem para el mes de marzo.

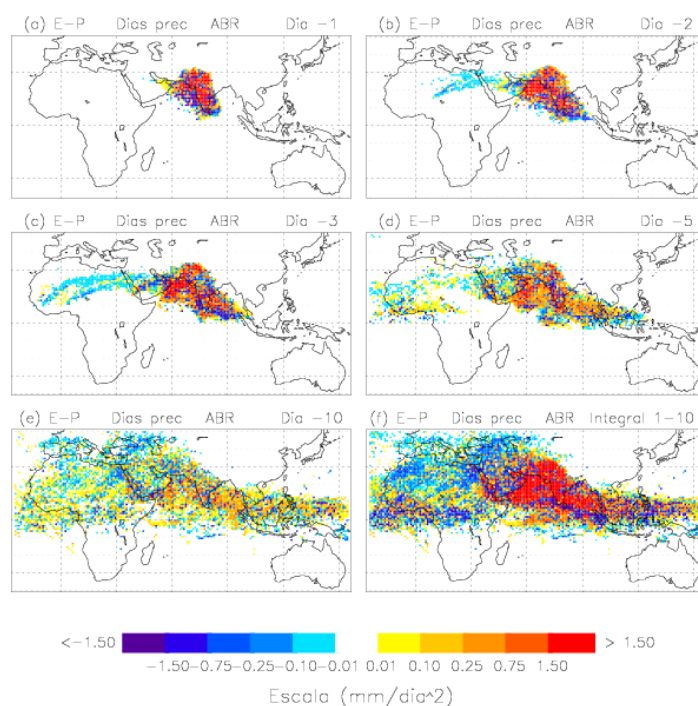


Figura B1.28. Ídem para el mes de abril.

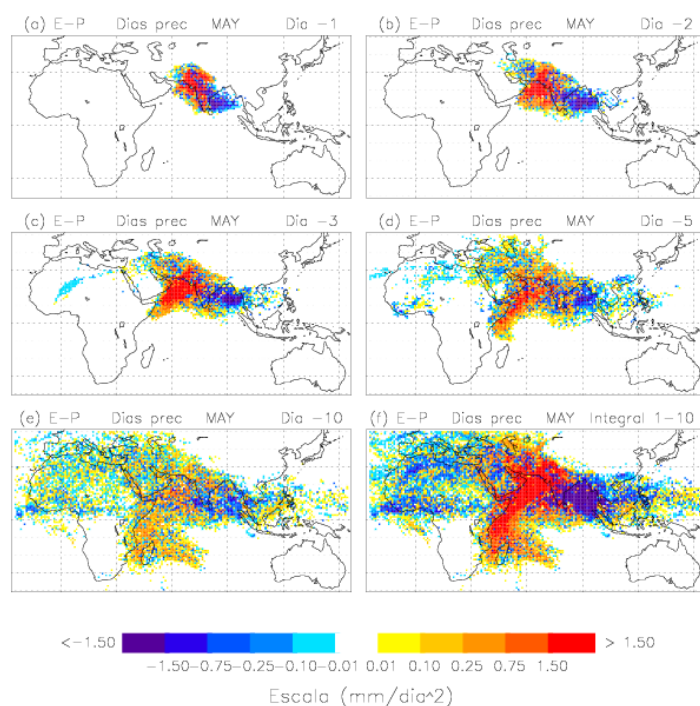


Figura B1.29. Ídem para el mes de mayo.

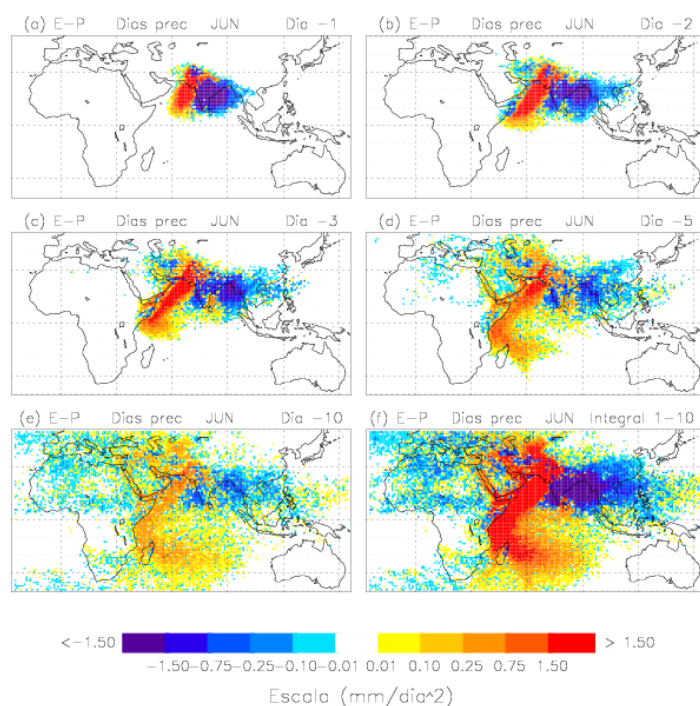


Figura B1.30. Ídem para el mes de junio.

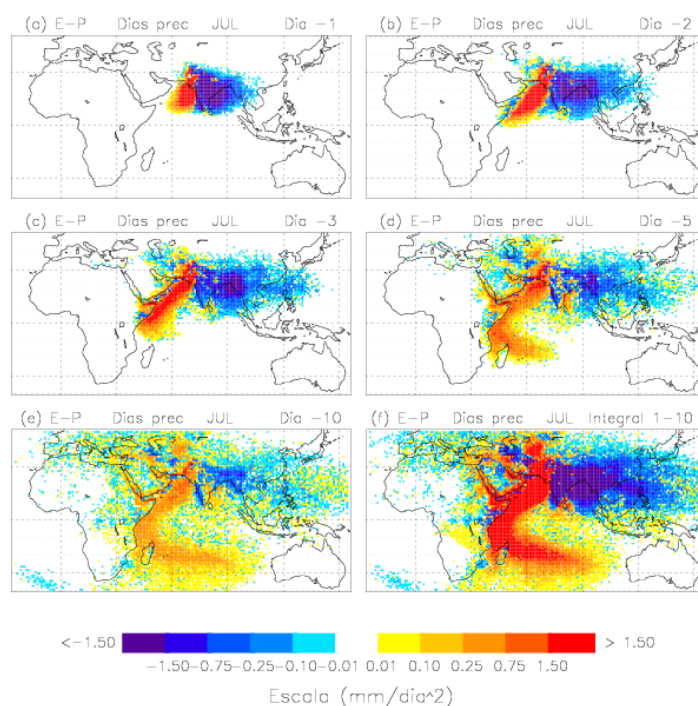


Figura B1.31. Ídem para el mes de julio.

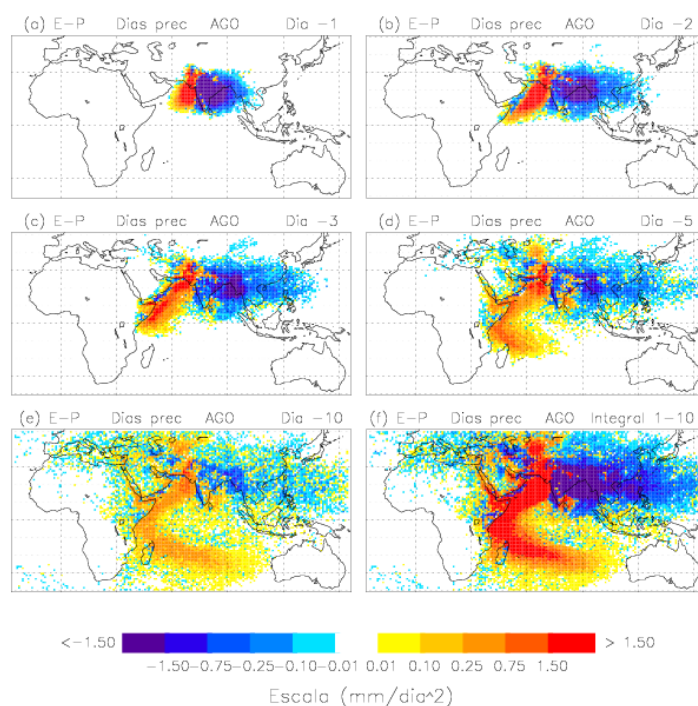


Figura B1.32. Ídem para el mes de agosto.

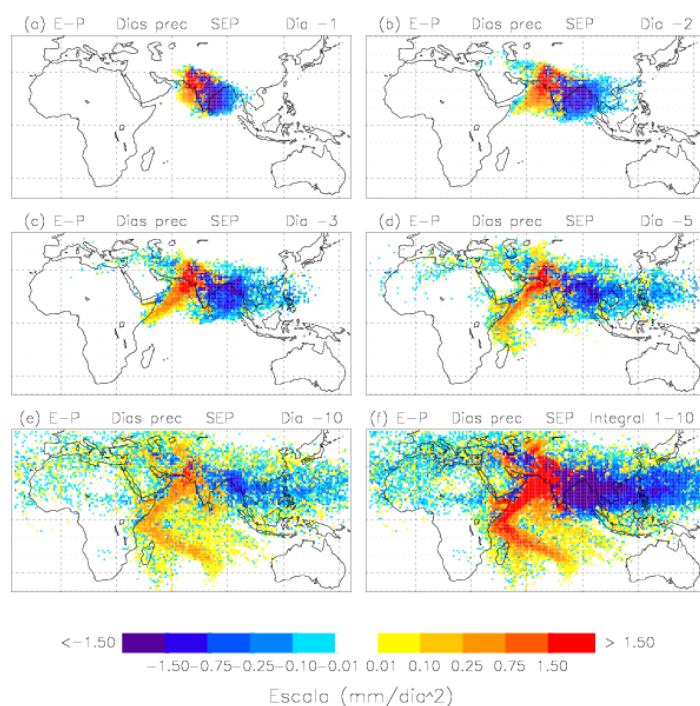


Figura B1.33. Ídem para el mes de septiembre.

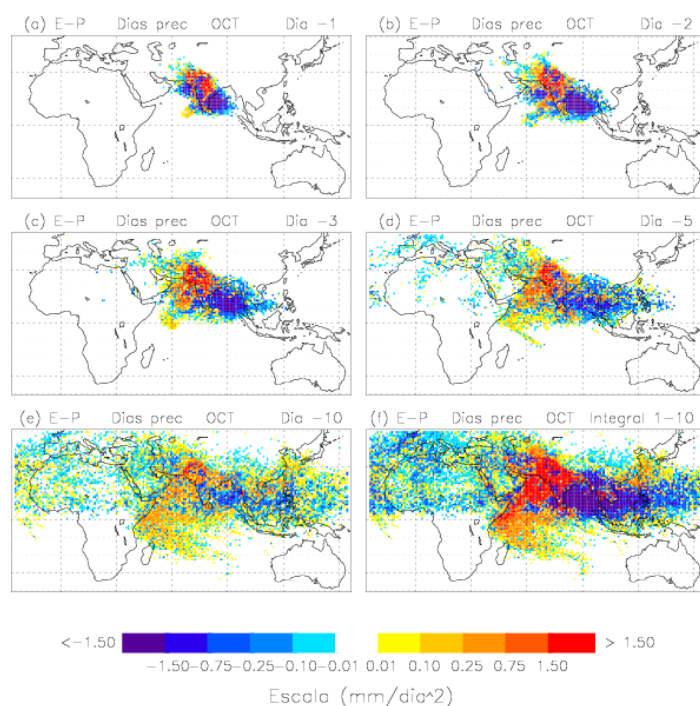


Figura B1.34. Ídem para el mes de octubre.

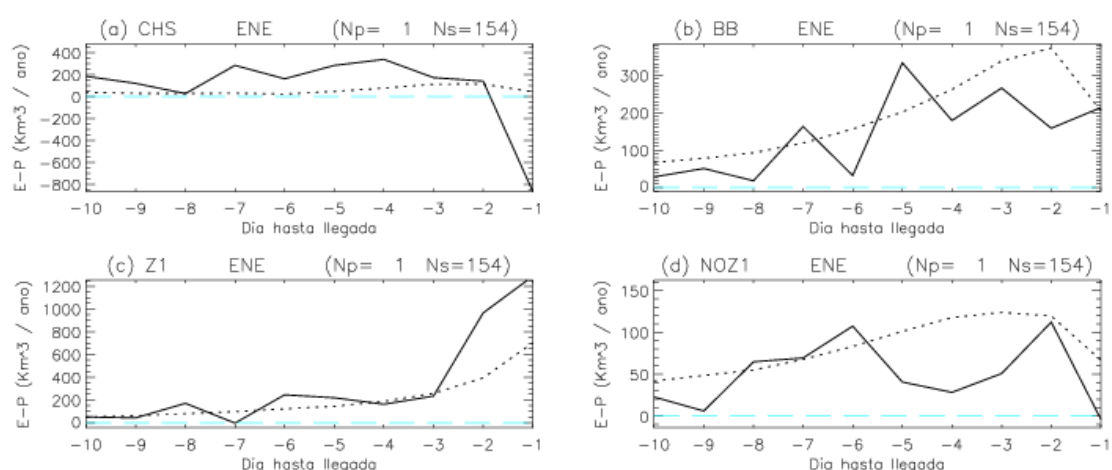


Figura B1.35. E-P neta integrada espacialmente durante el mes de enero en los días secos (línea punteada) y en los que se registra precipitación de cualquier intensidad (línea continua) para cada una de las regiones fuente desde los días -1 a -10.

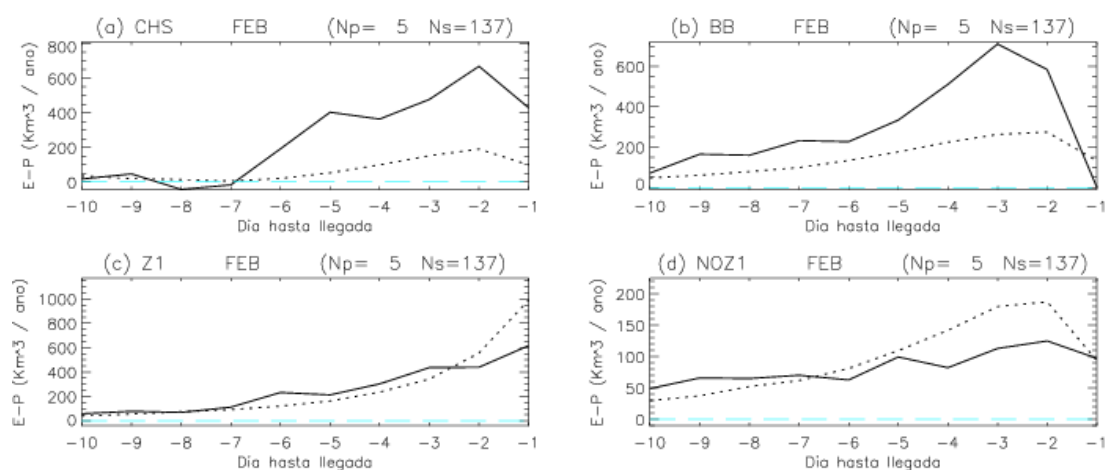


Figura B1.36. Ídem para el mes de febrero.

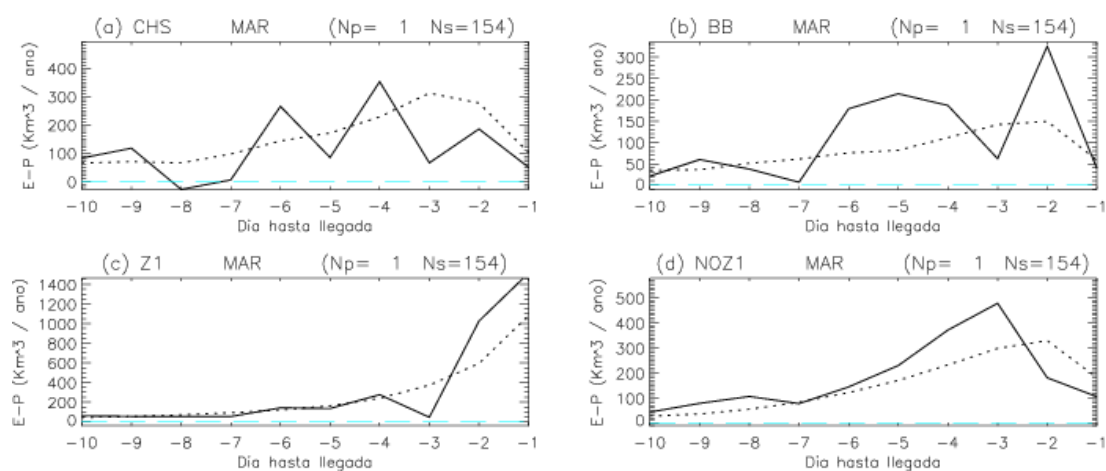


Figura B1.37. Ídem para el mes de marzo.

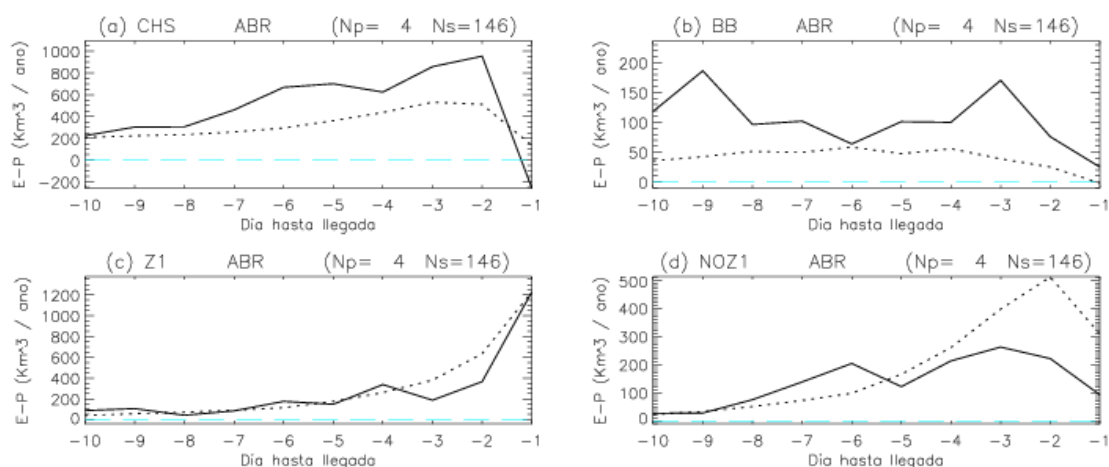


Figura B1.38. Ídem para el mes de abril.

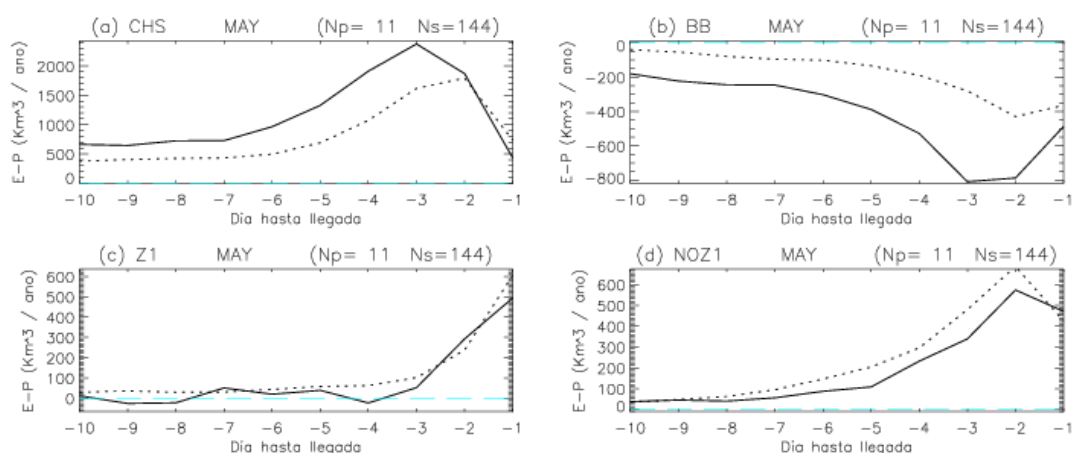


Figura B1.39. Ídem para el mes de mayo.

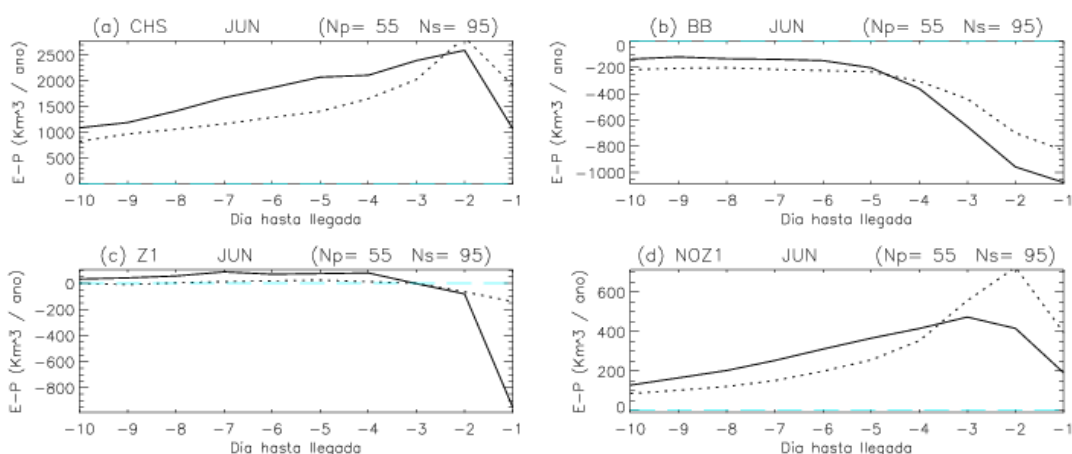


Figura B1.40. Ídem para el mes de junio.

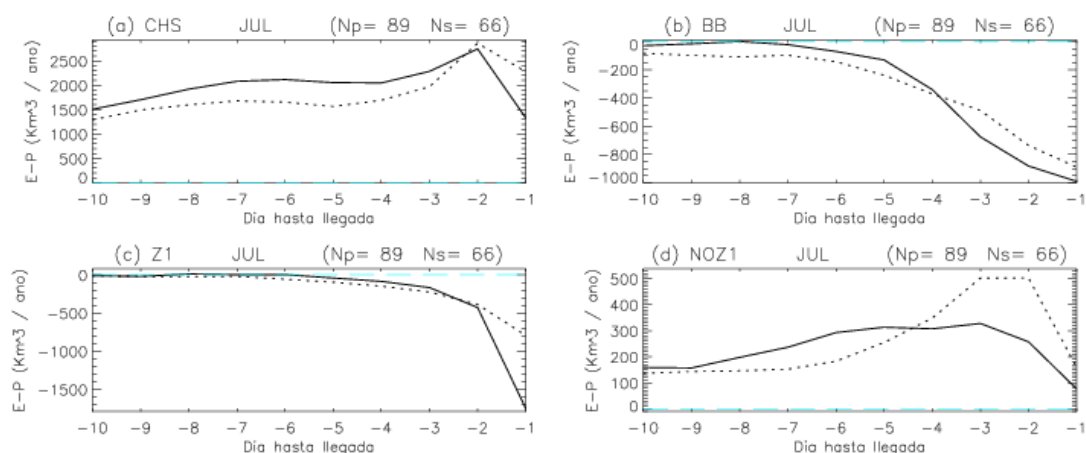


Figura B1.41. Ídem para el mes de julio.

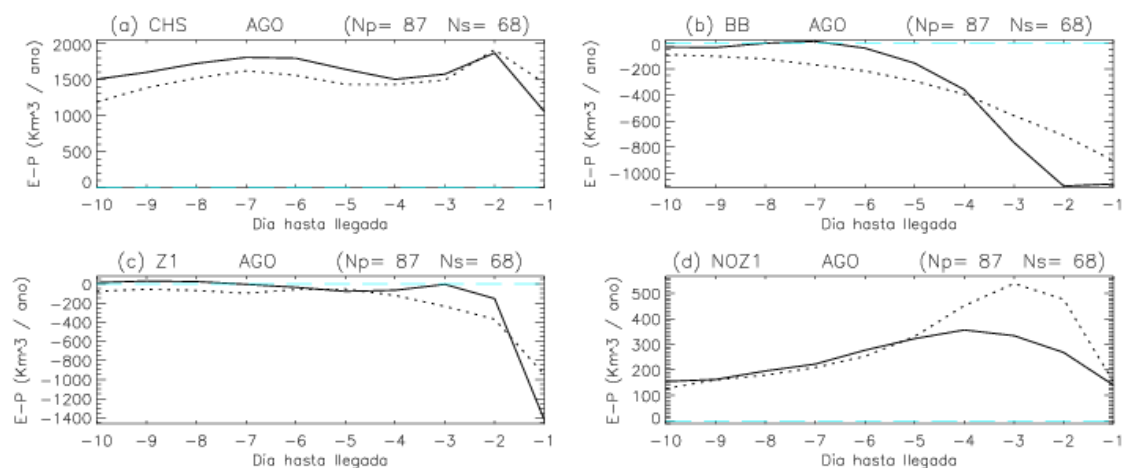


Figura B1.42. Ídem para el mes de agosto.

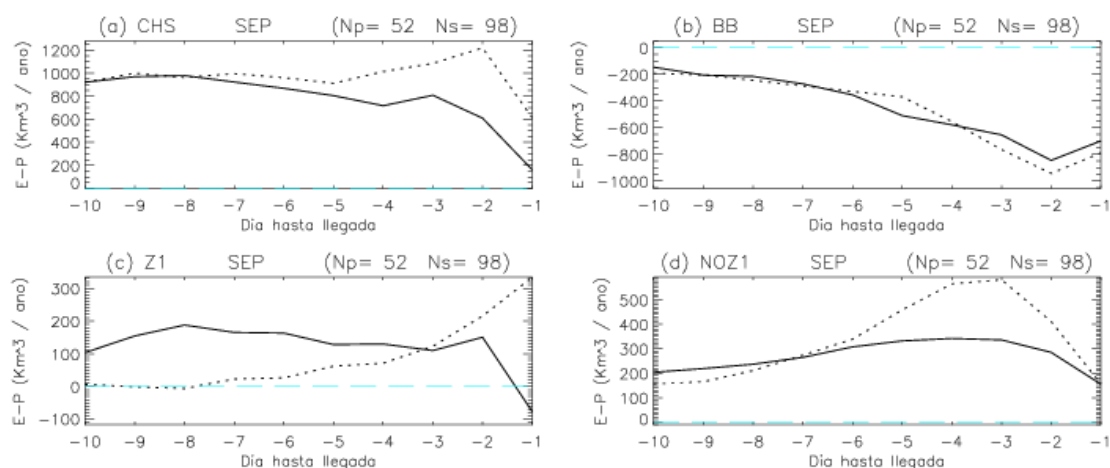


Figura B1.43. Ídem para el mes de septiembre.

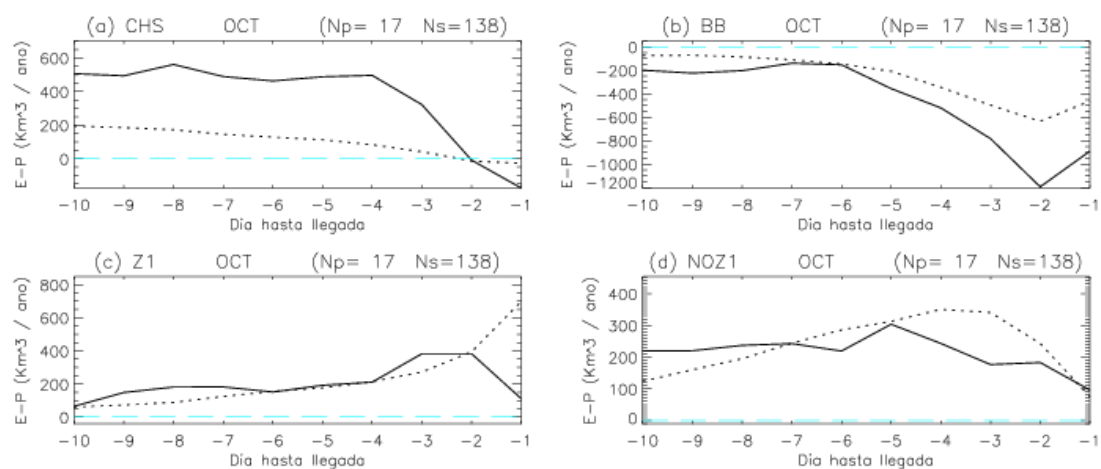


Figura B1.44. Ídem para el mes de octubre.

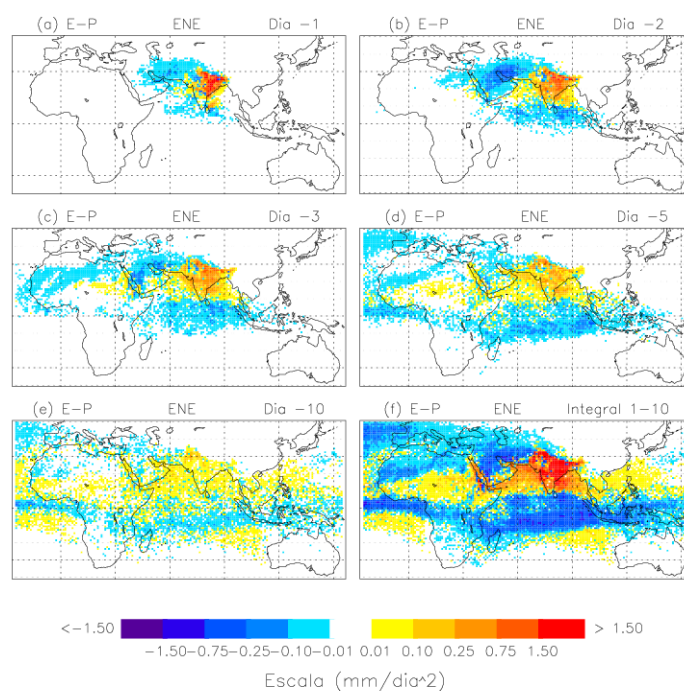


Figura B2.1. Distribución de E-P correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 2 durante el mes de enero. Se muestran las contribuciones a E - P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10.

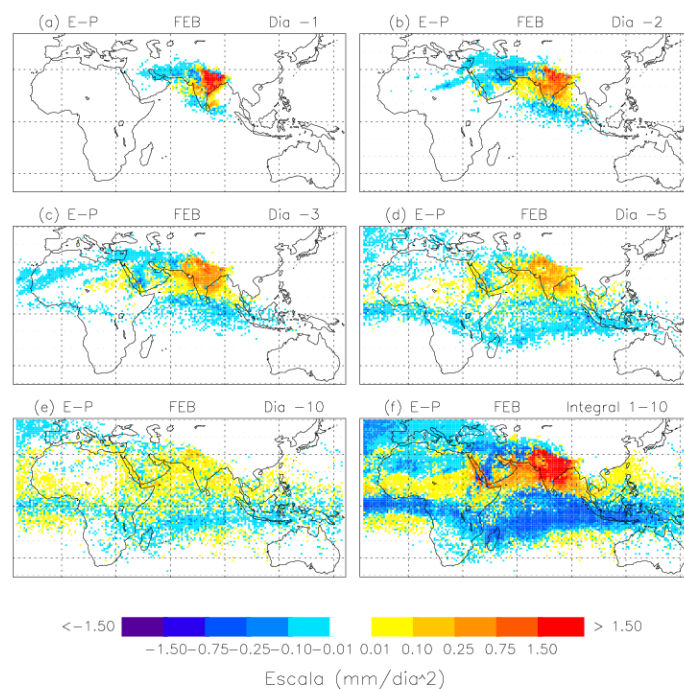


Figura B2.2. Ídem para el mes de febrero.

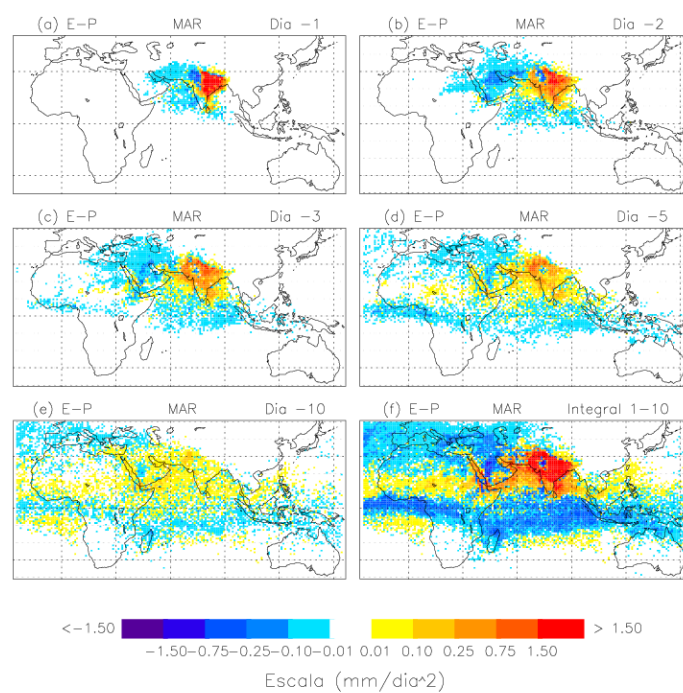


Figura B2.3. Ídem para el mes de marzo.

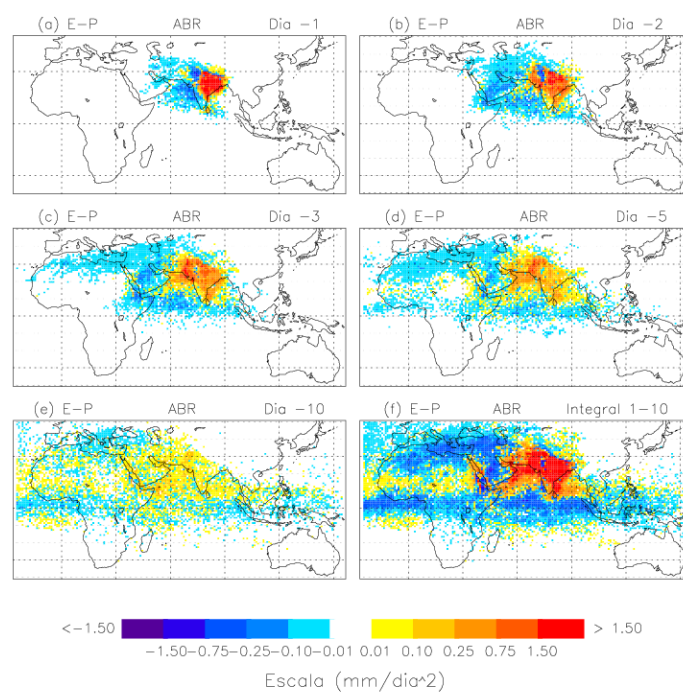


Figura B2.4. Ídem para el mes de abril.

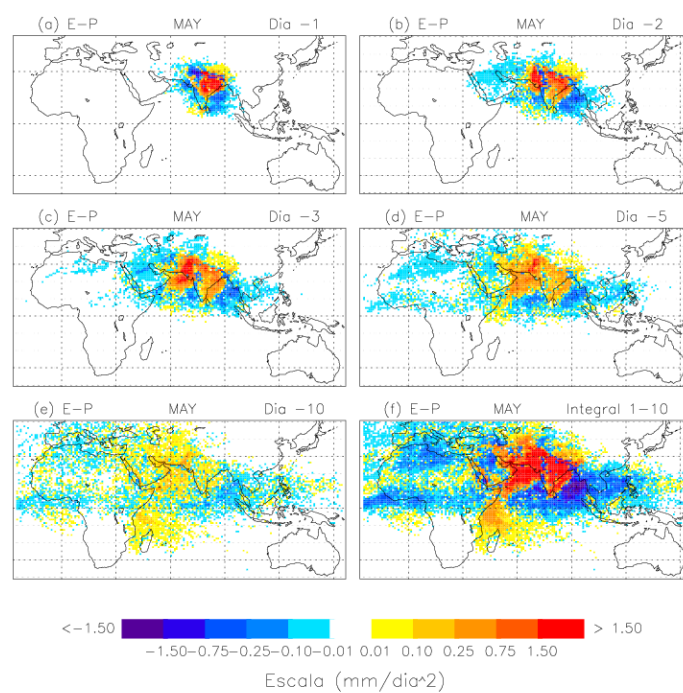


Figura B2.5. Ídem para el mes de mayo.

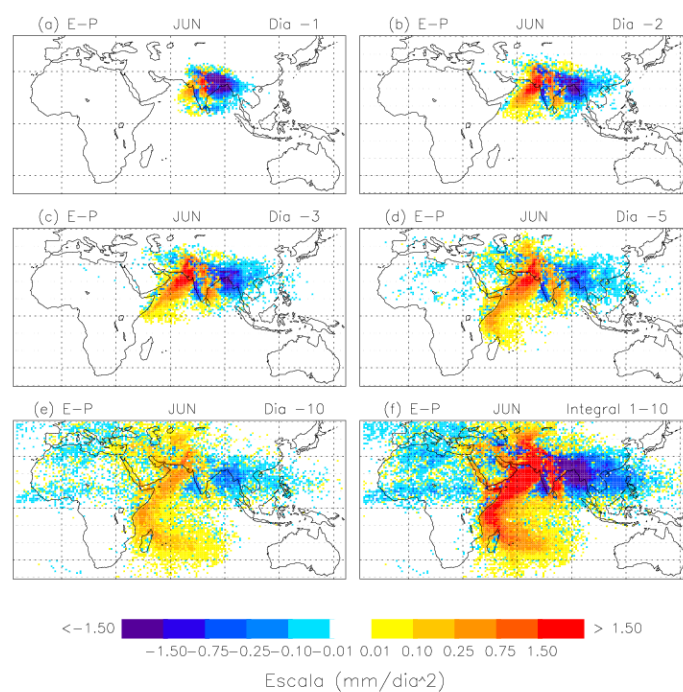


Figura B2.6. Ídem para el mes de junio.

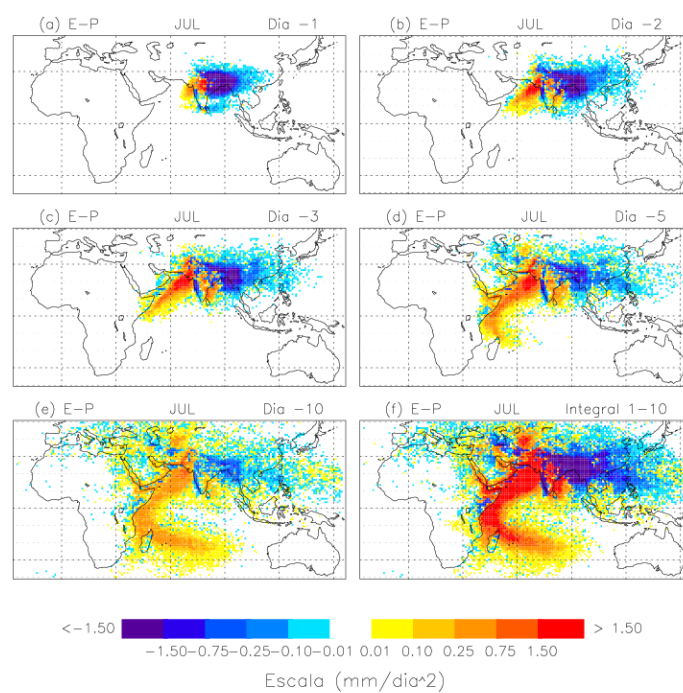


Figura B2.7. Ídem para el mes de julio.

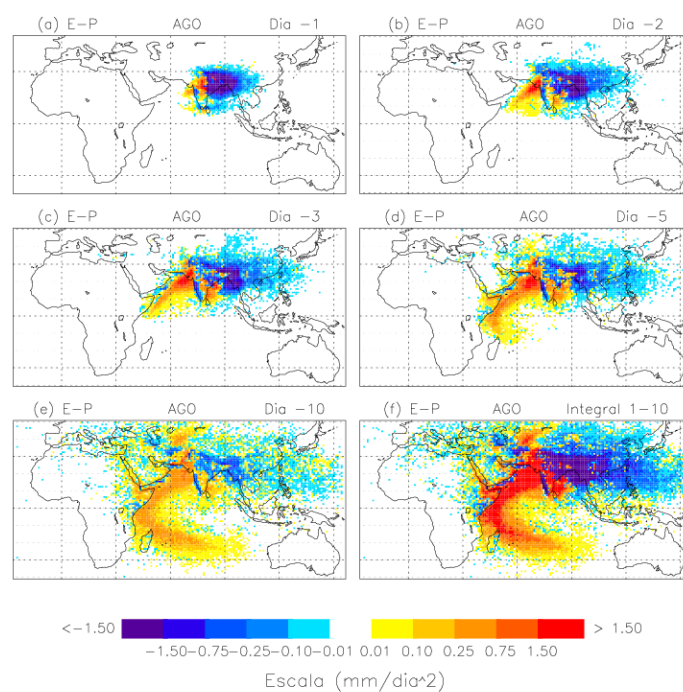


Figura B2.8. Ídem para el mes de agosto.

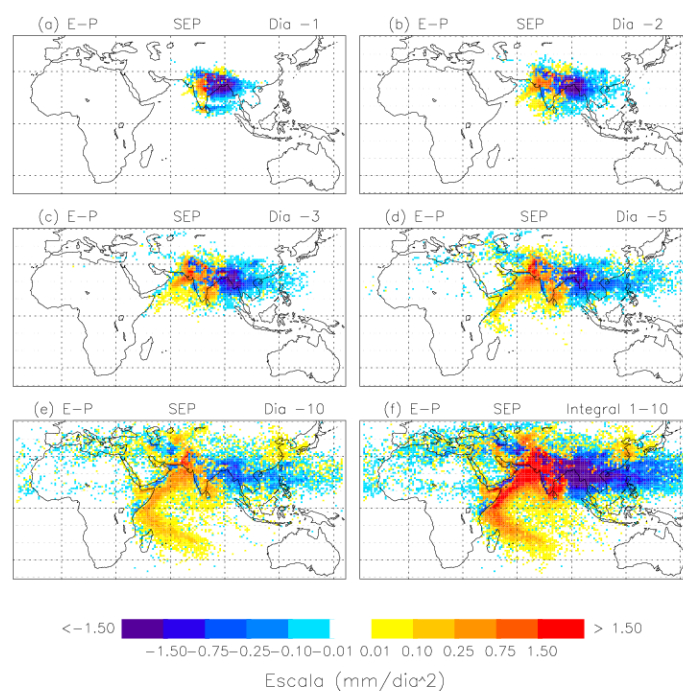


Figura B2.9. Ídem para el mes de septiembre.

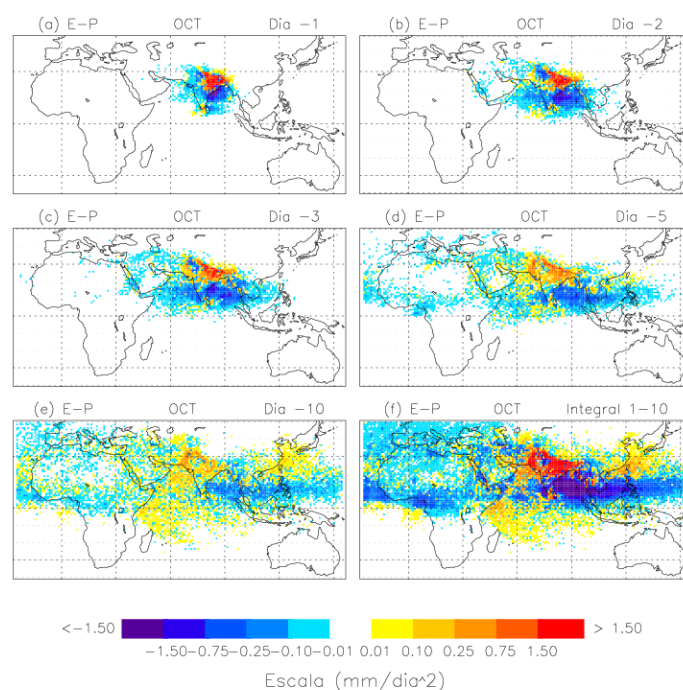


Figura B2.10. Ídem para el mes de octubre.

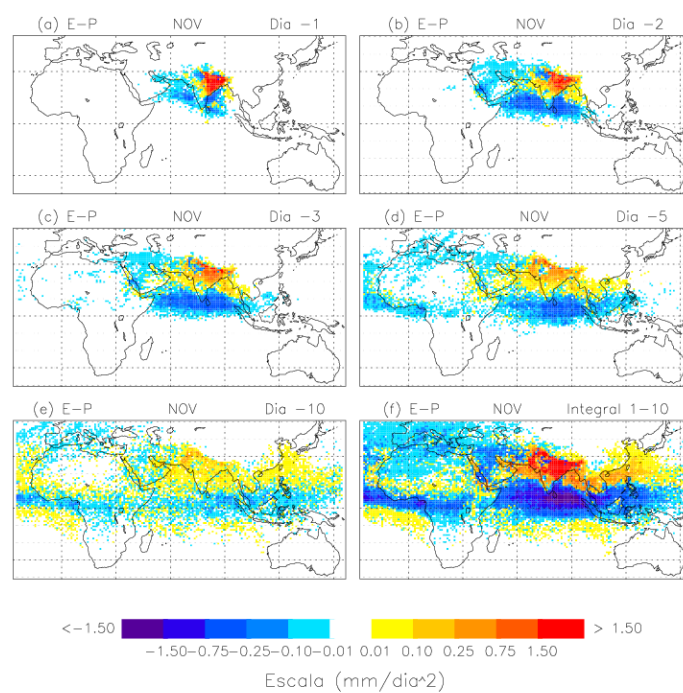


Figura B2.11. Ídem para el mes de noviembre.

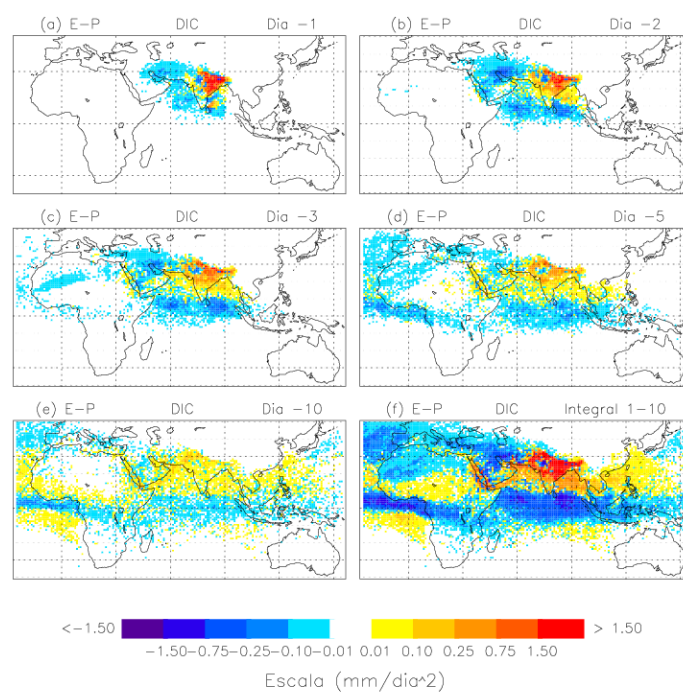


Figura B2.12. Ídem para el mes de diciembre.

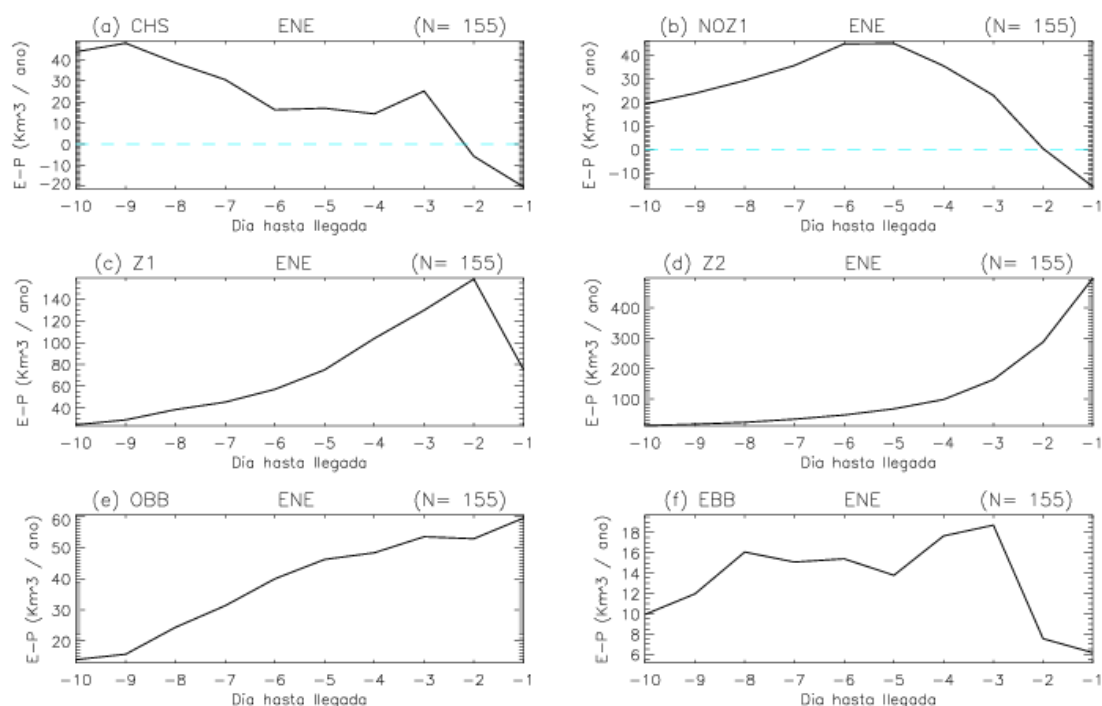


Figura B2.13. E-P neta integrada espacialmente para cada una de las regiones fuente seleccionadas para la zona 2 desde los días -1 a -10 para el mes de enero.

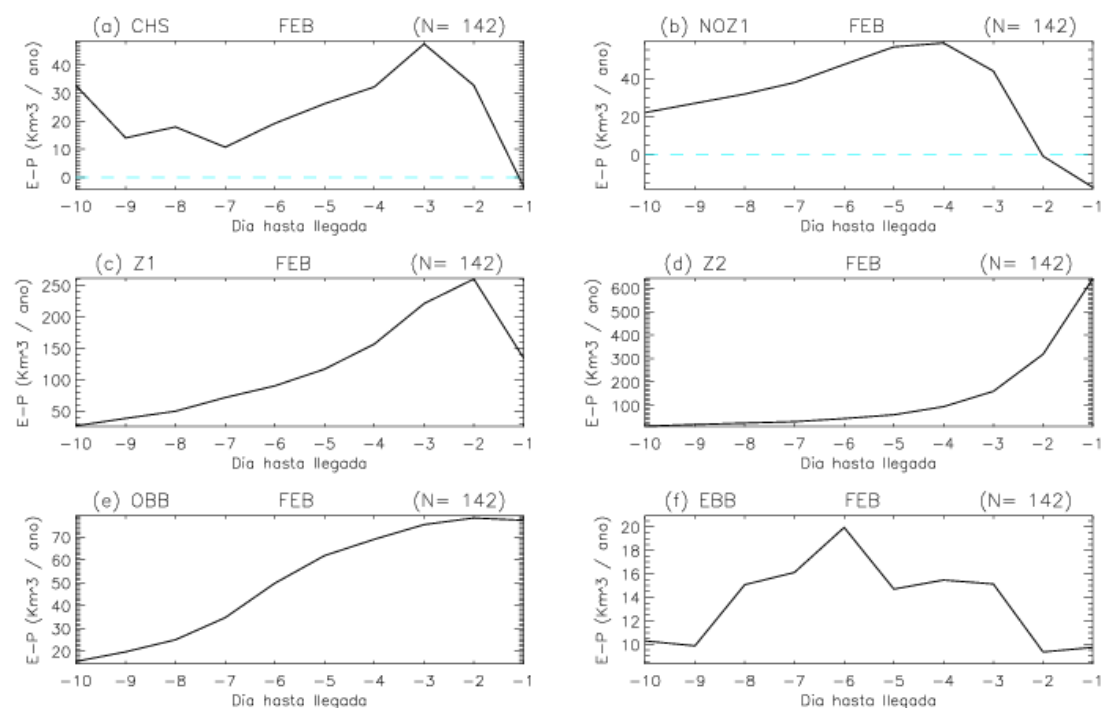


Figura B2.14. Ídem para el mes de febrero.

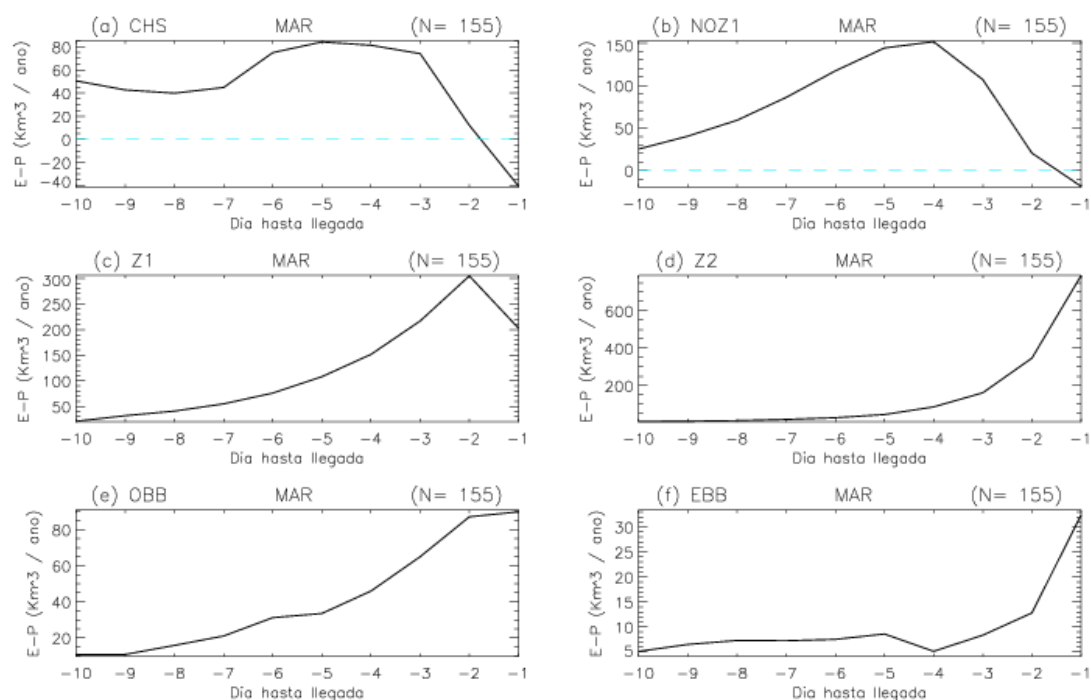


Figura B2.15. Ídem para el mes de marzo.

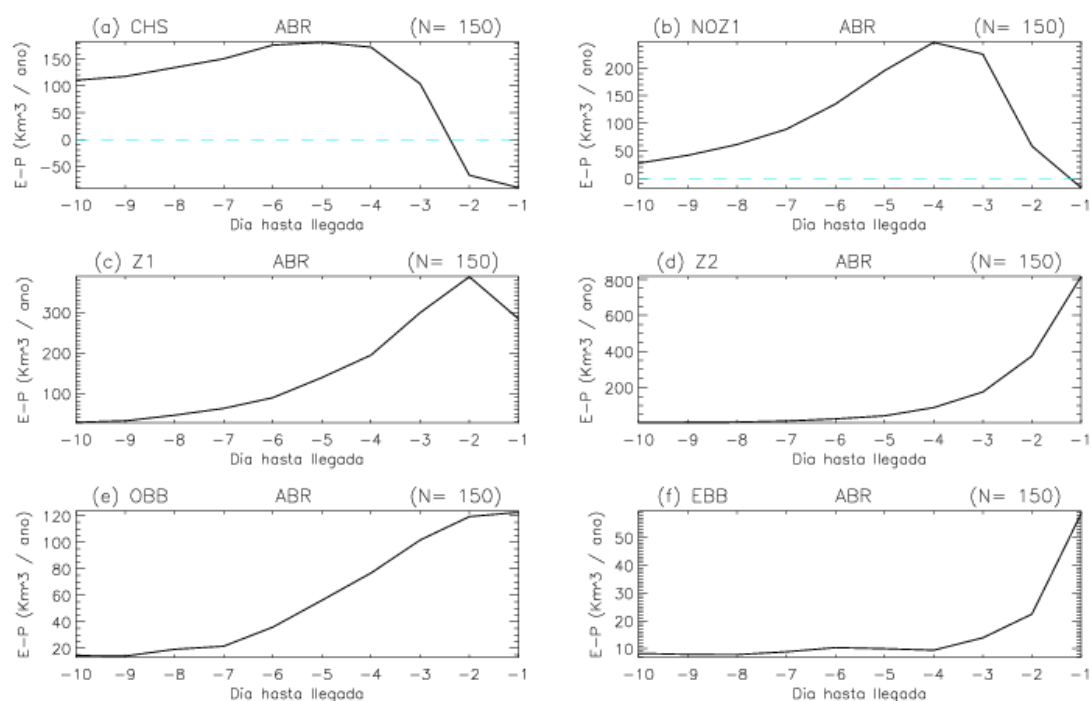


Figura B2.16. Ídem para el mes de abril.

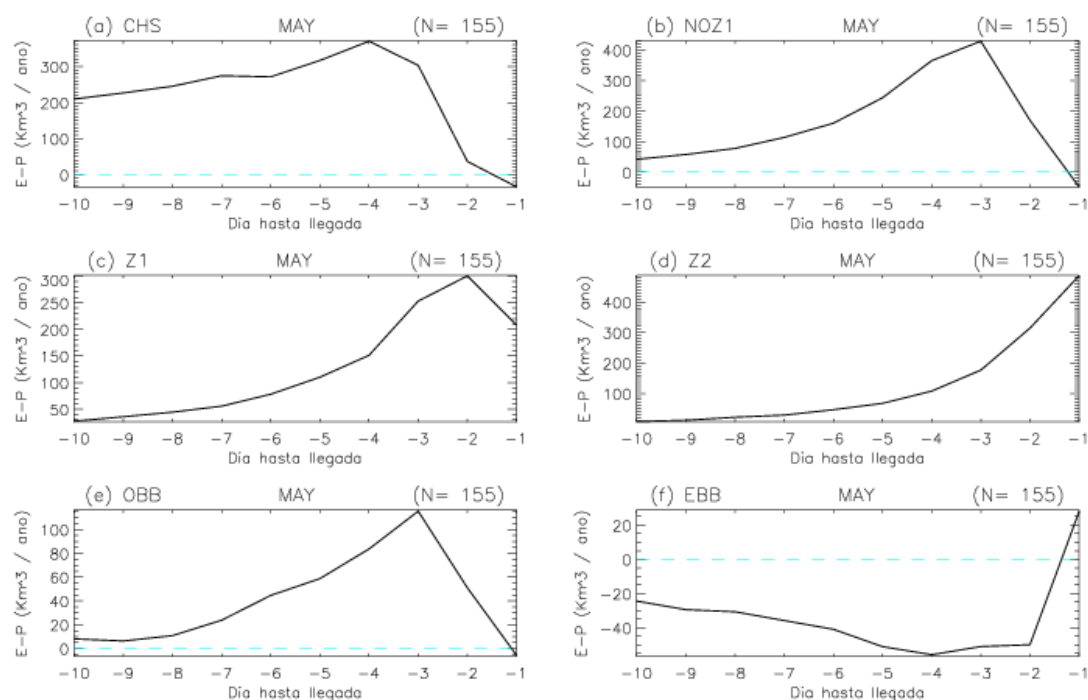


Figura B2.17. Ídem para el mes de mayo.

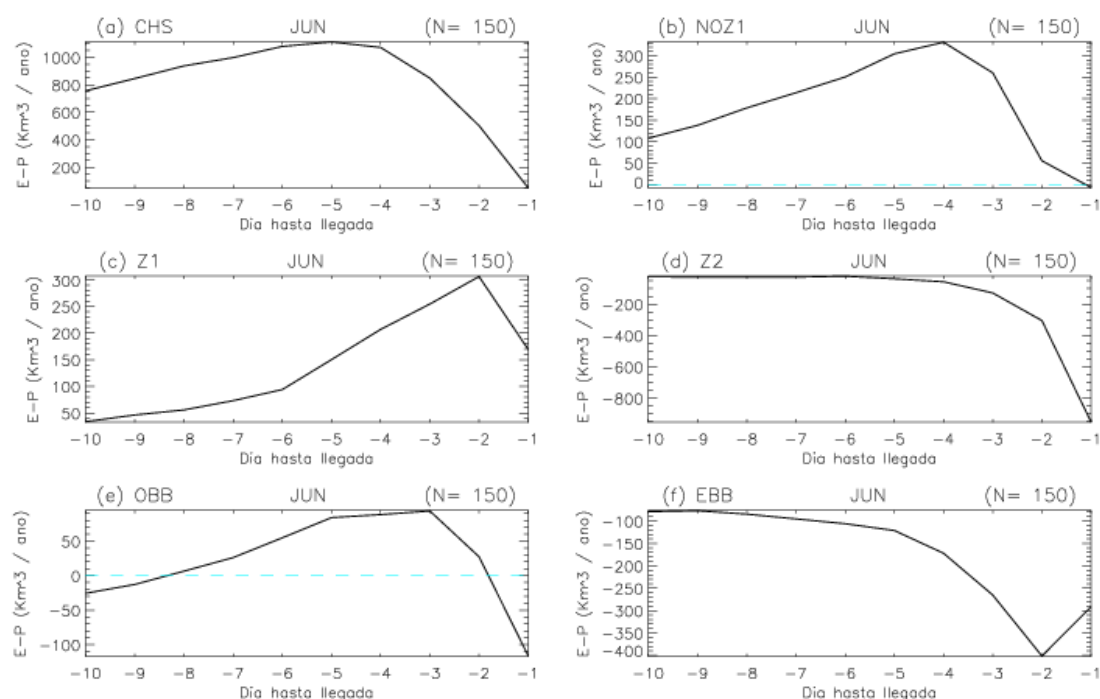


Figura B2.18. Ídem para el mes de junio.

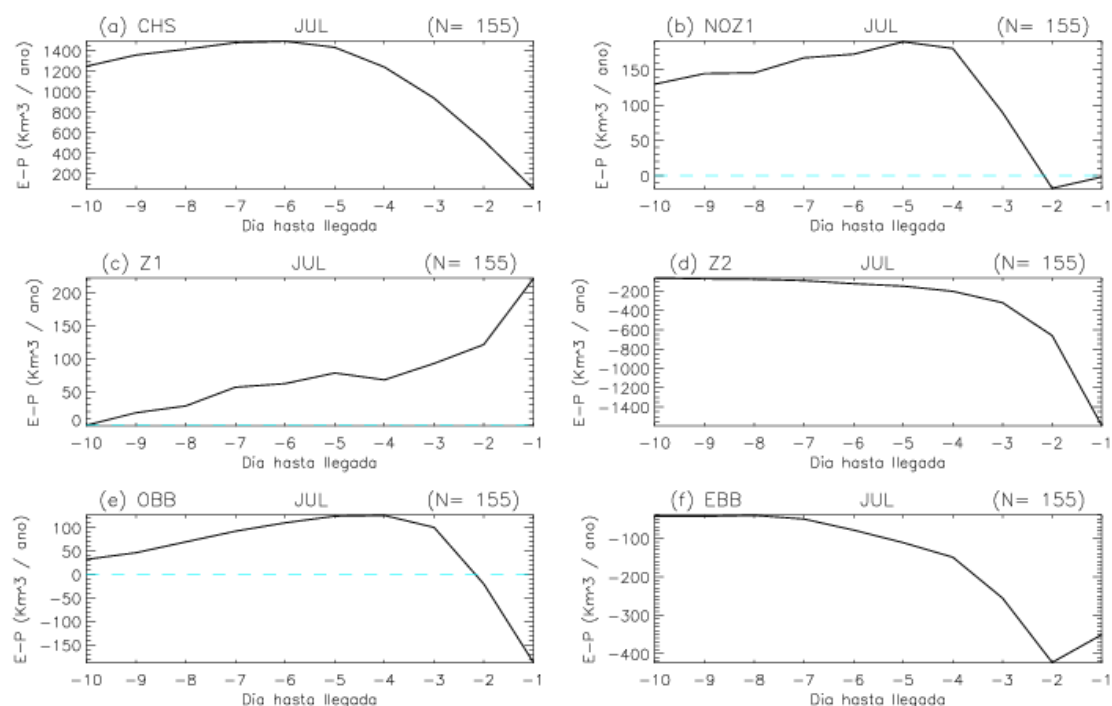


Figura B2.19. Ídem para el mes de julio.

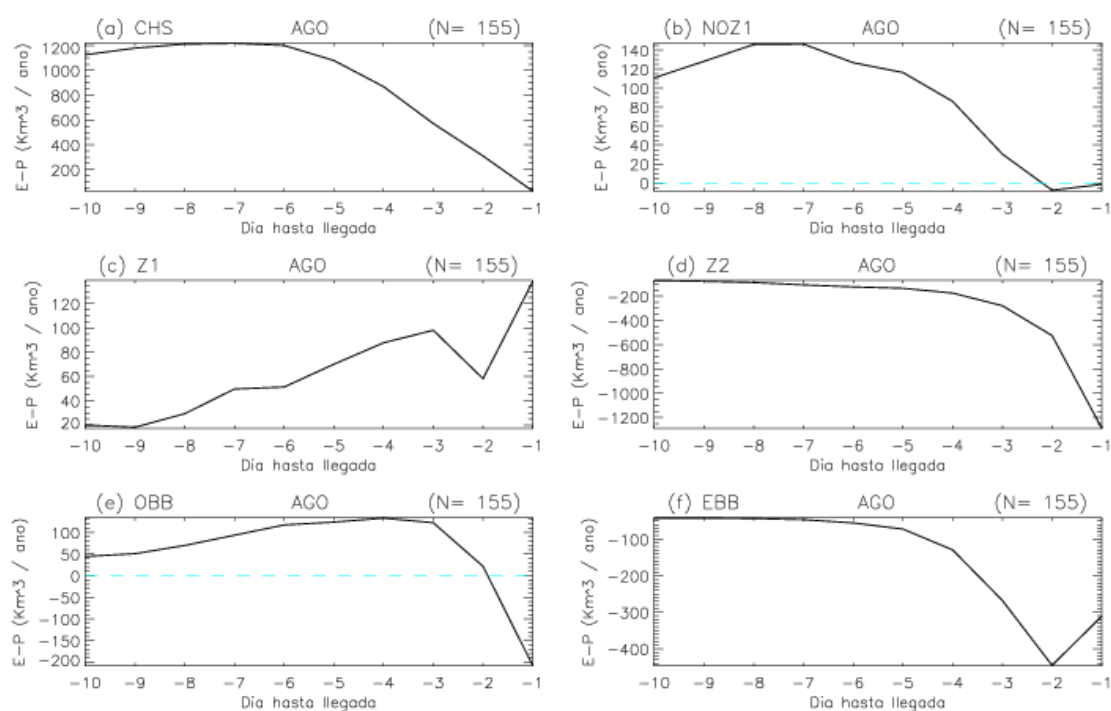


Figura B2.20. Ídem para el mes de agosto.

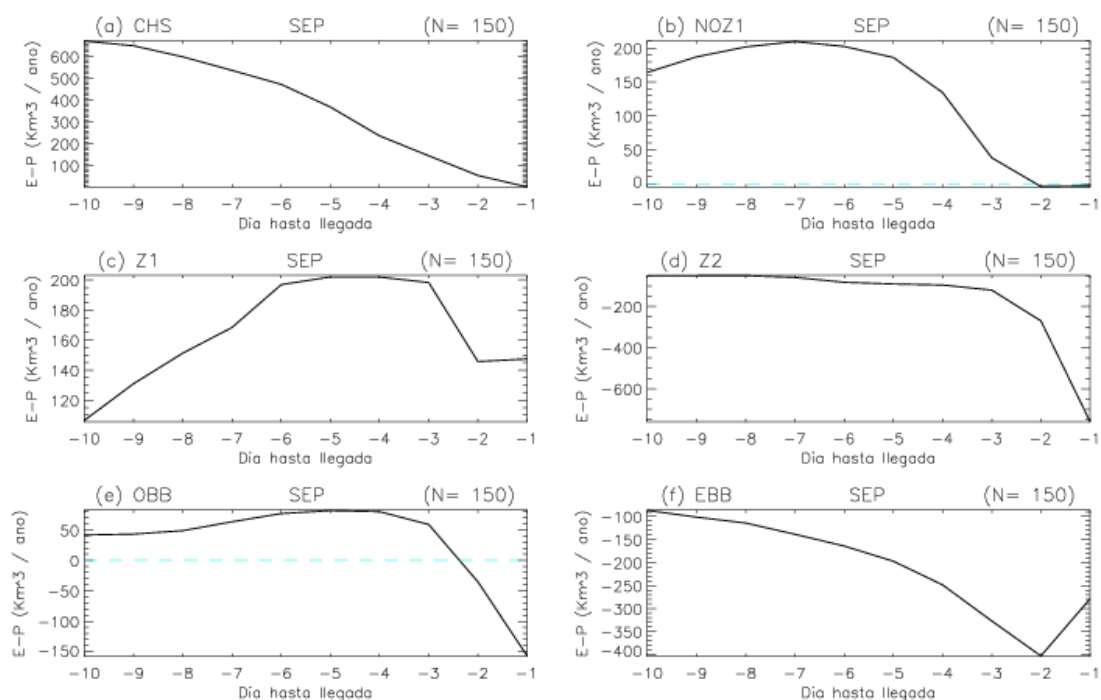


Figura B2.21. Ídem para el mes de septiembre.

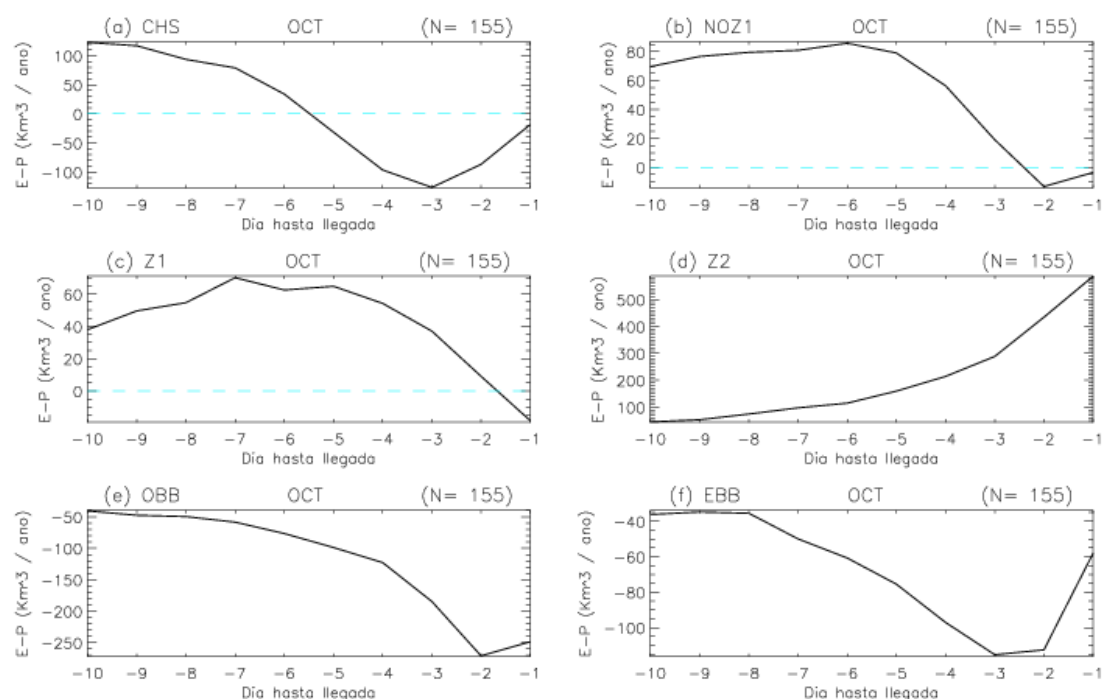


Figura B2.22. Ídem para el mes de octubre.

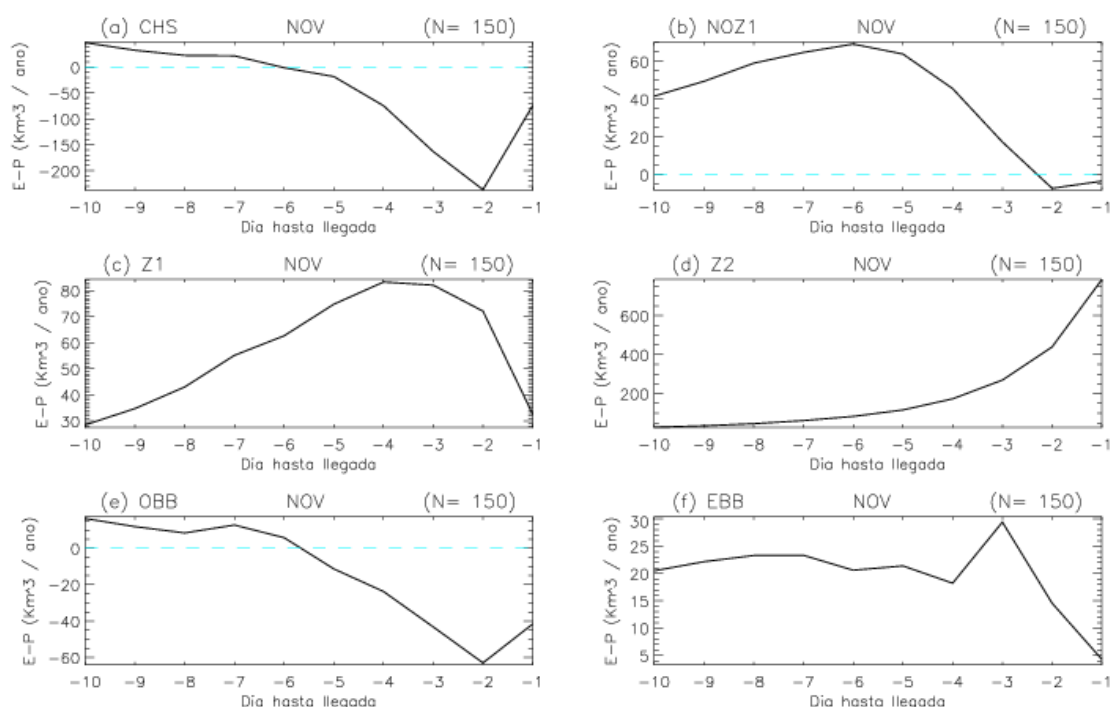


Figura B2.23. Ídem para el mes de noviembre.

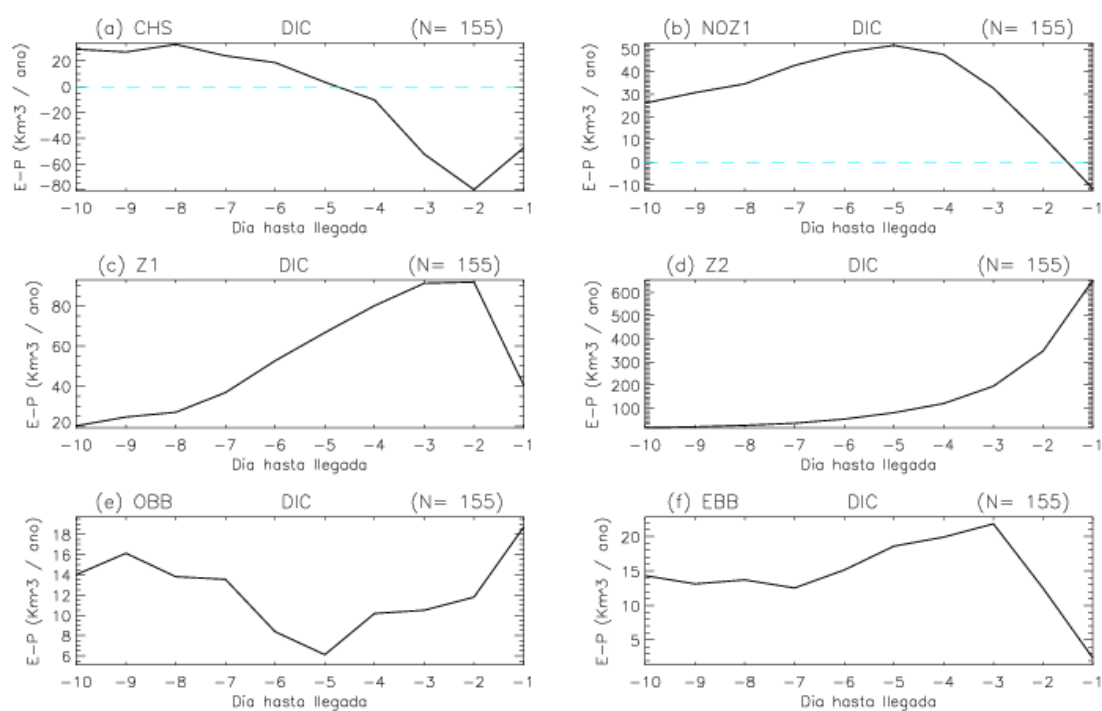


Figura B2.24. Ídem para el mes de diciembre.

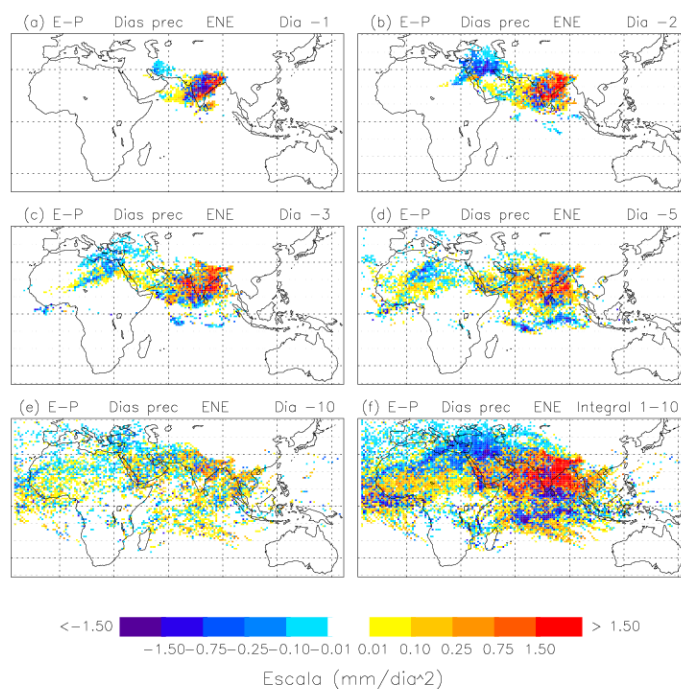


Figura B2.25. Distribución de E-P del mes de enero correspondiente a las partículas dirigidas hacia la zona 2 los días en los que se registra precipitación de cualquier intensidad en la zona. Se muestran las contribuciones a E-P para el día anterior a llegada (día -1) así como dos, tres, cinco y diez días antes (día -2, -3, -5 y -10 respectivamente). Finalmente se muestra la integral completa para los días -1 a -10

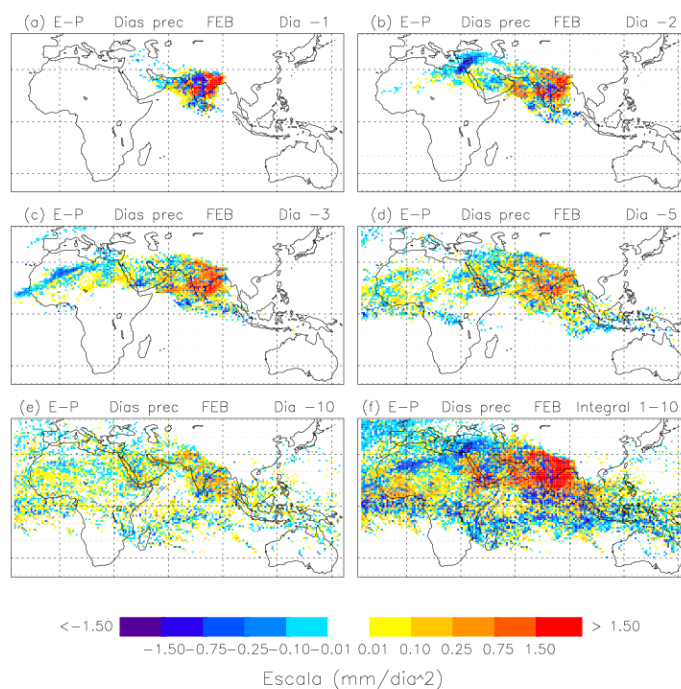


Figura B2.26. Ídem para el mes de febrero.

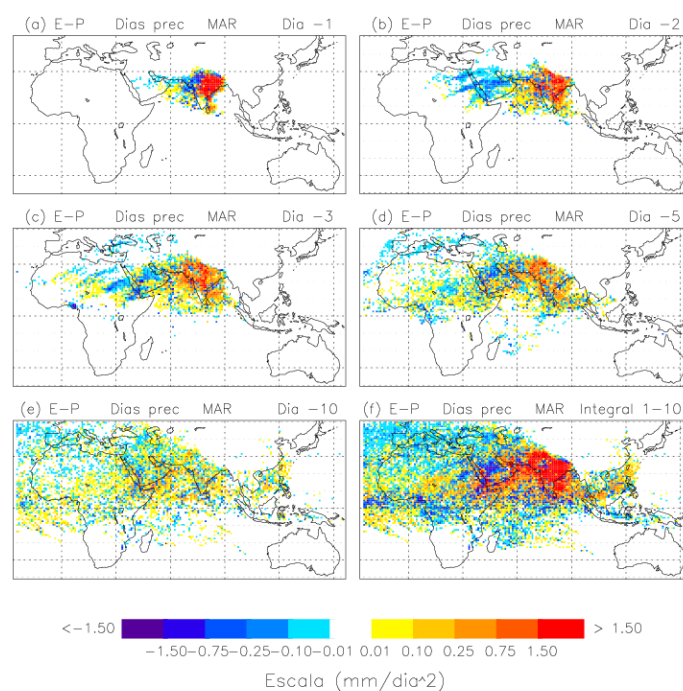


Figura B2.27. Ídem para el mes de marzo.

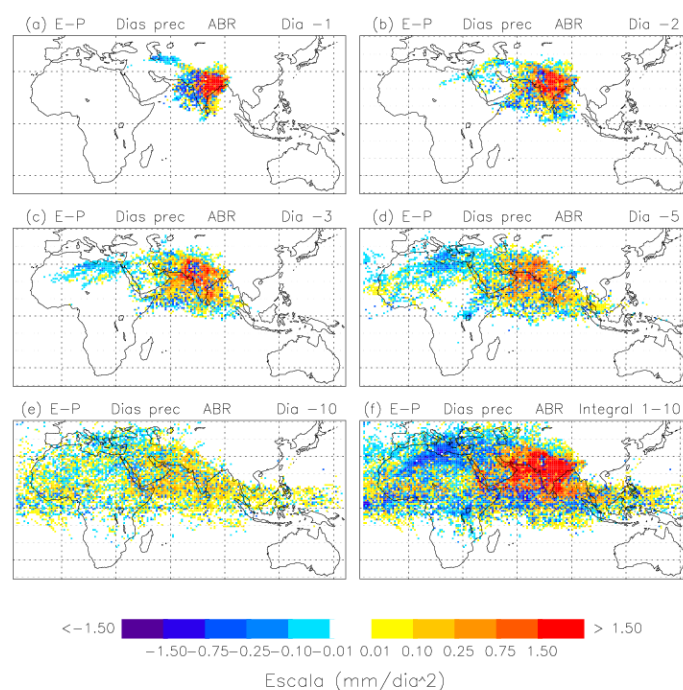


Figura B2.28. Ídem para el mes de abril

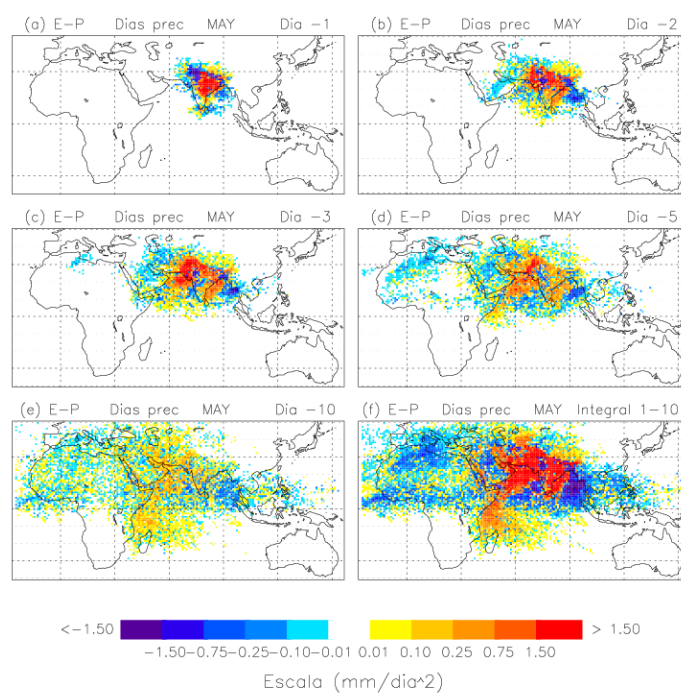


Figura B2.29. Ídem para el mes de mayo.

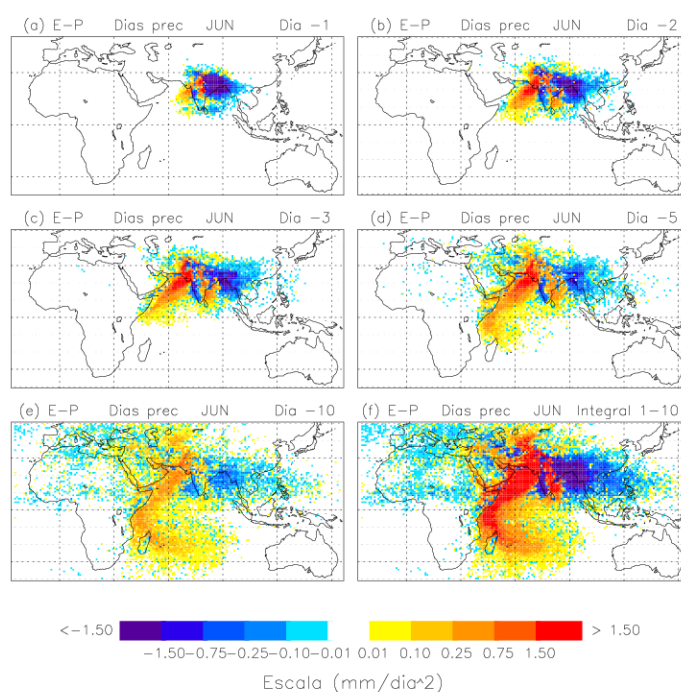


Figura B2.30. Ídem para el mes de junio.

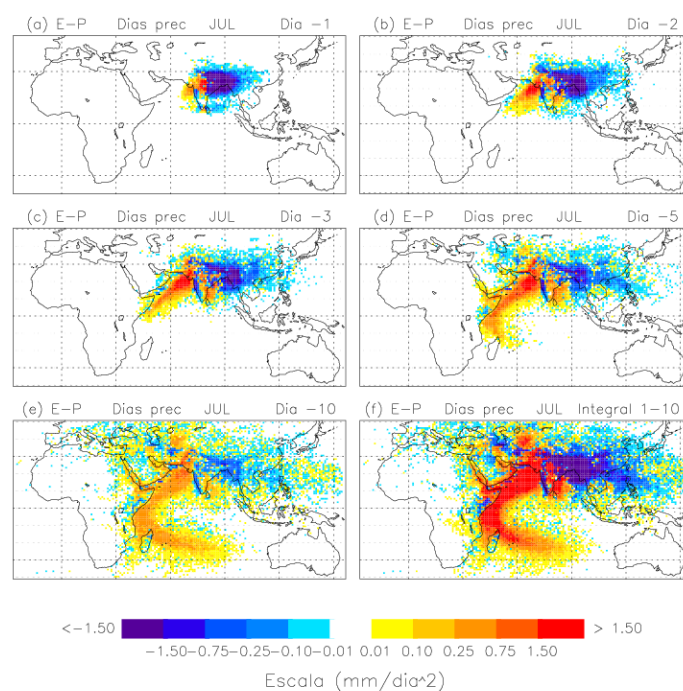


Figura B2.31. Ídem para el mes de julio.

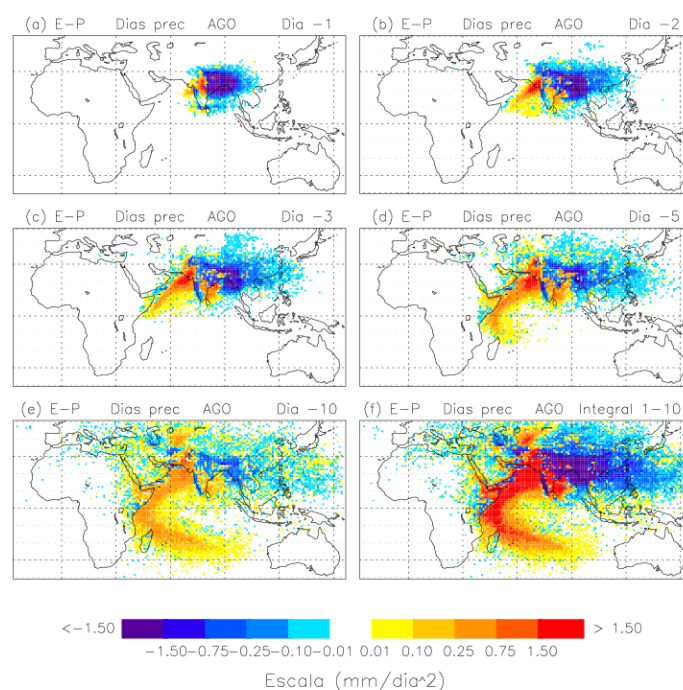


Figura B2.32. Ídem para el mes de agosto.

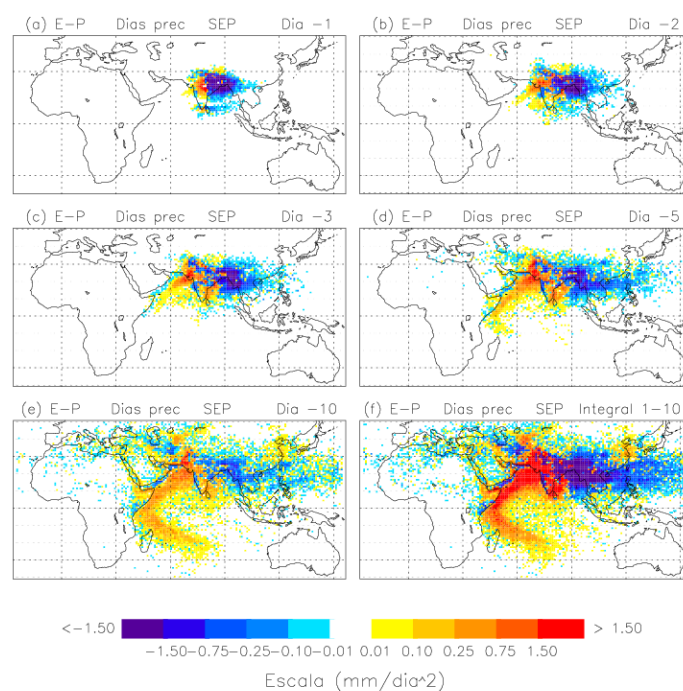


Figura B2.33. Ídem para el mes de septiembre.

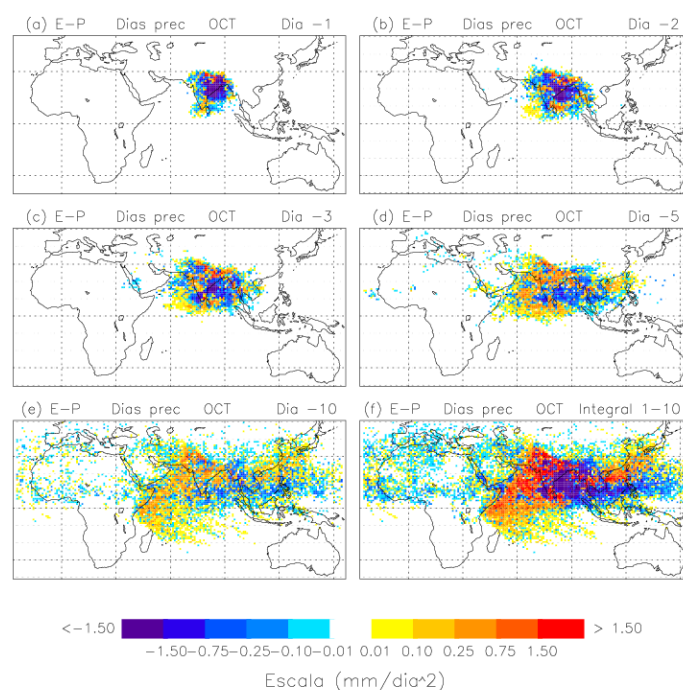


Figura B2.34. Ídem para el mes de octubre.

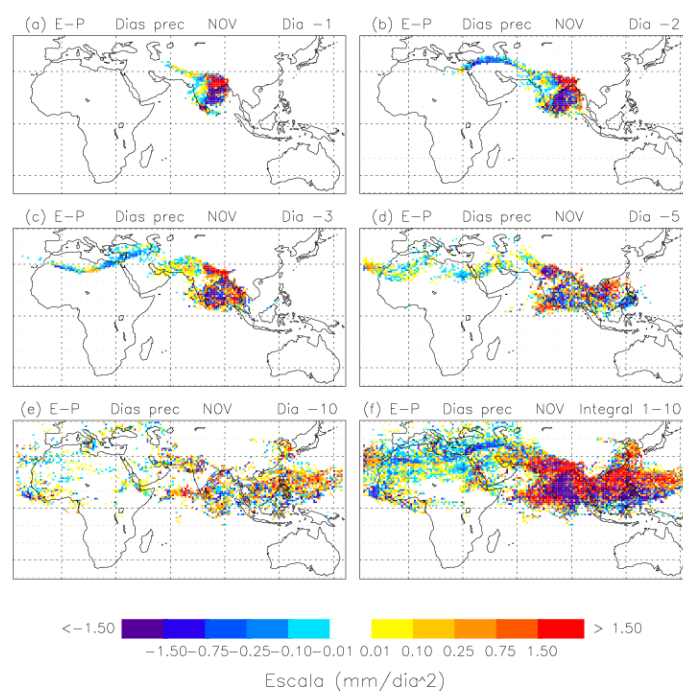


Figura B2.35. Ídem para el mes de noviembre.

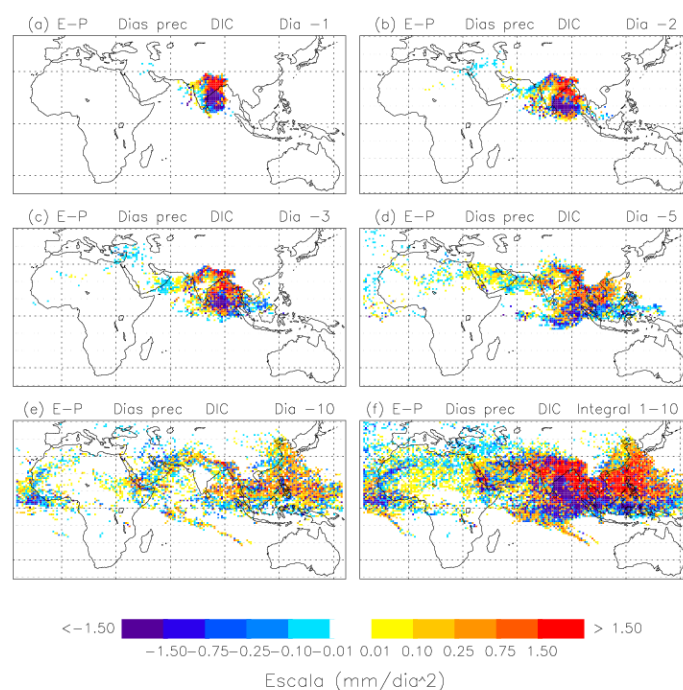


Figura B2.36. Ídem para el mes de diciembre.

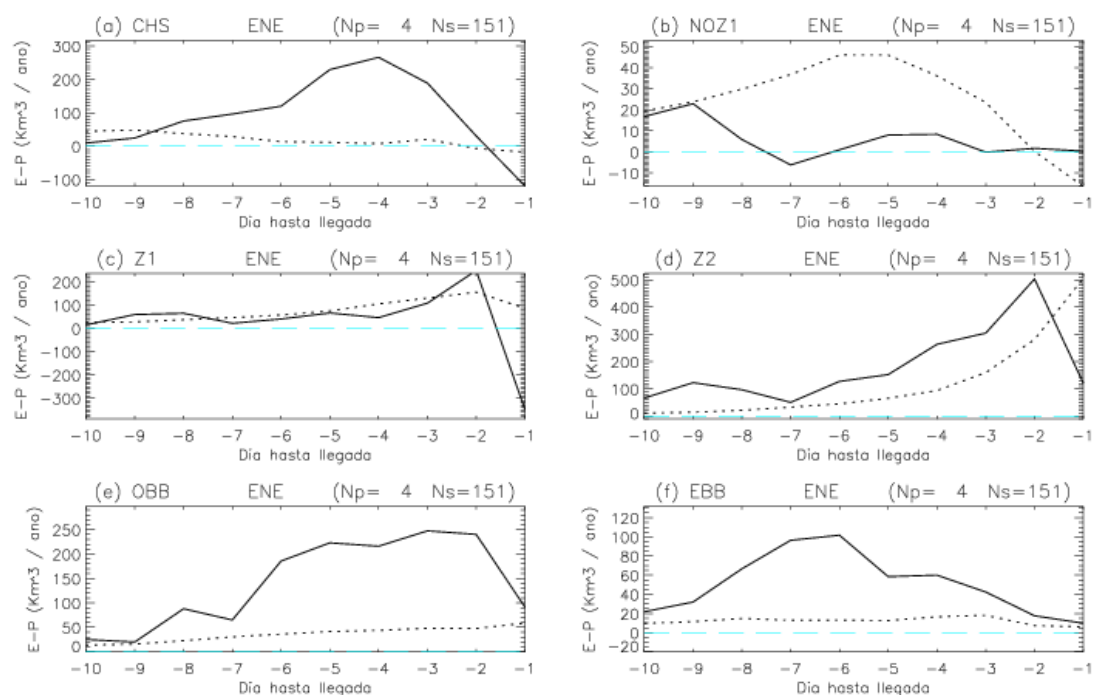


Figura B2.37. E-P neta integrada espacialmente durante el mes de enero en los días secos (línea punteada) y en los que se registra precipitación de cualquier intensidad (línea continua) para cada una de las regiones fuente seleccionadas para el estudio de la Z₂.

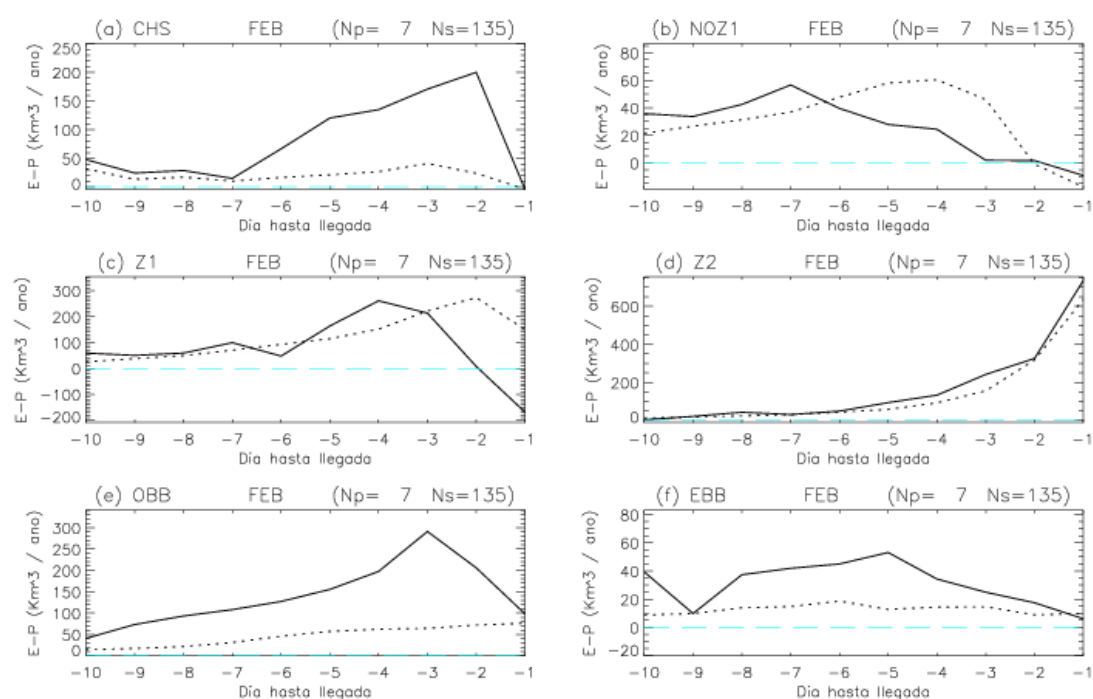


Figura B2.38. Ídem para el mes de febrero.

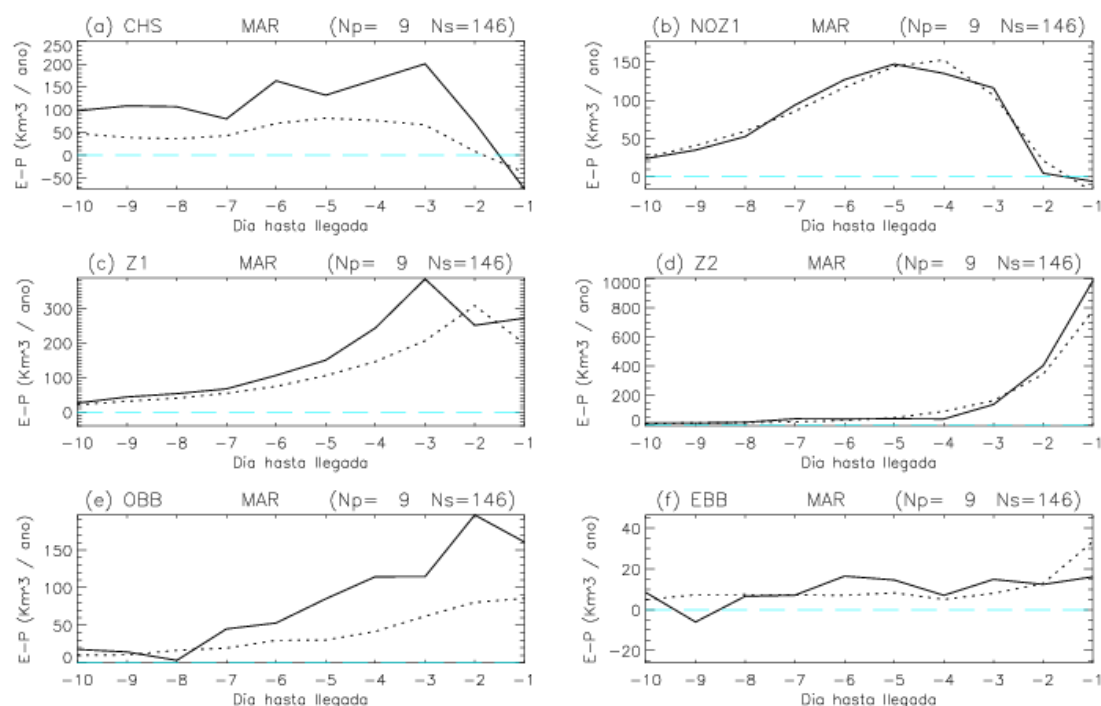


Figura B2.39. Ídem para el mes de marzo.

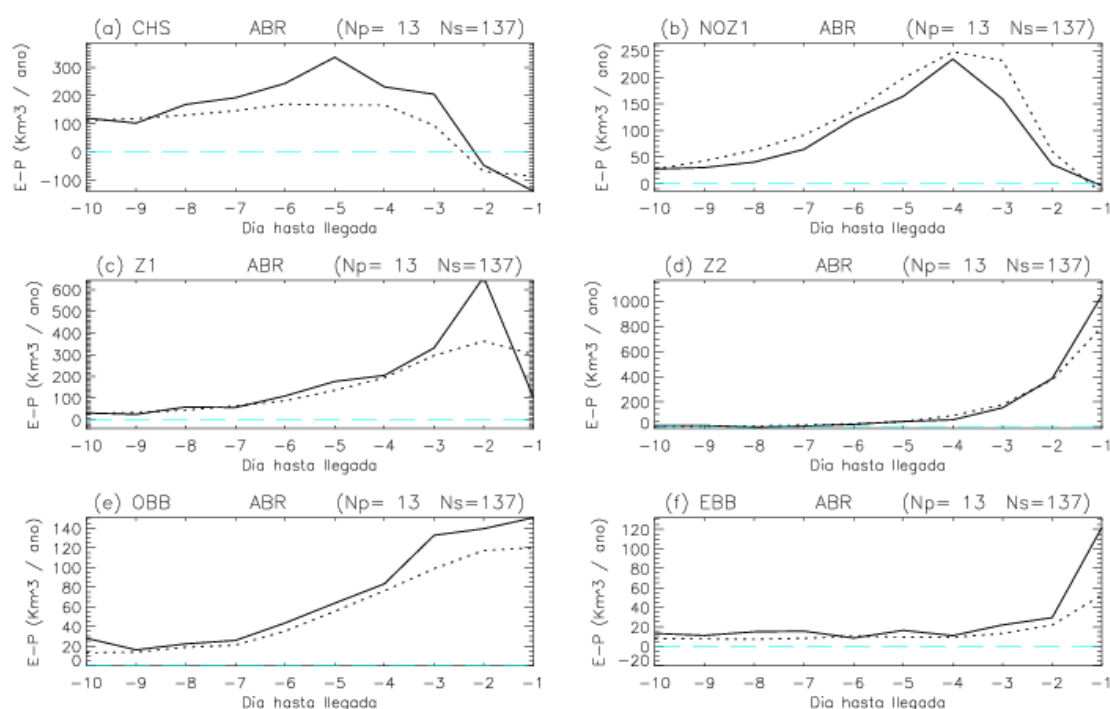


Figura B2.40. Ídem para el mes de abril.

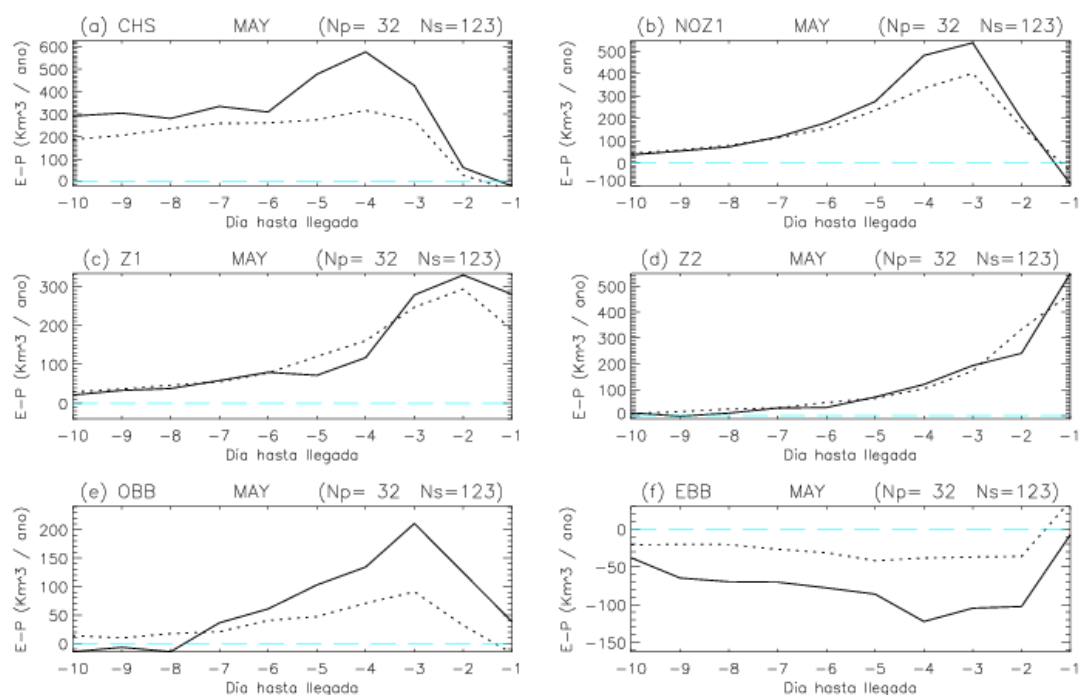


Figura B2.41. Ídem para el mes de mayo.

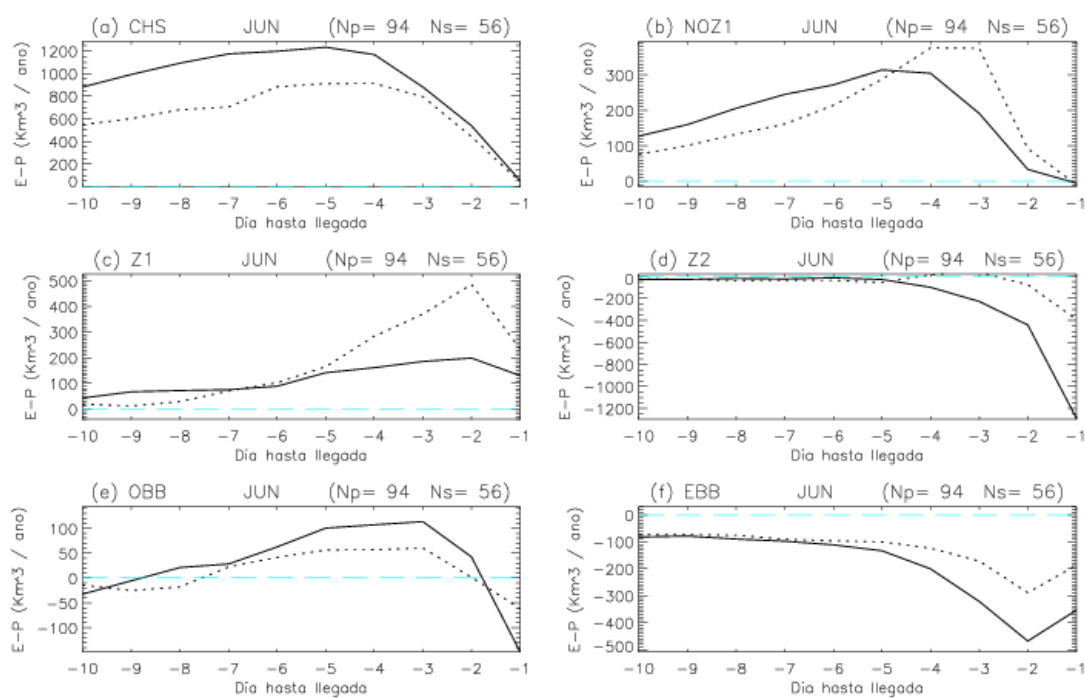


Figura B2.42. Ídem para el mes de junio.

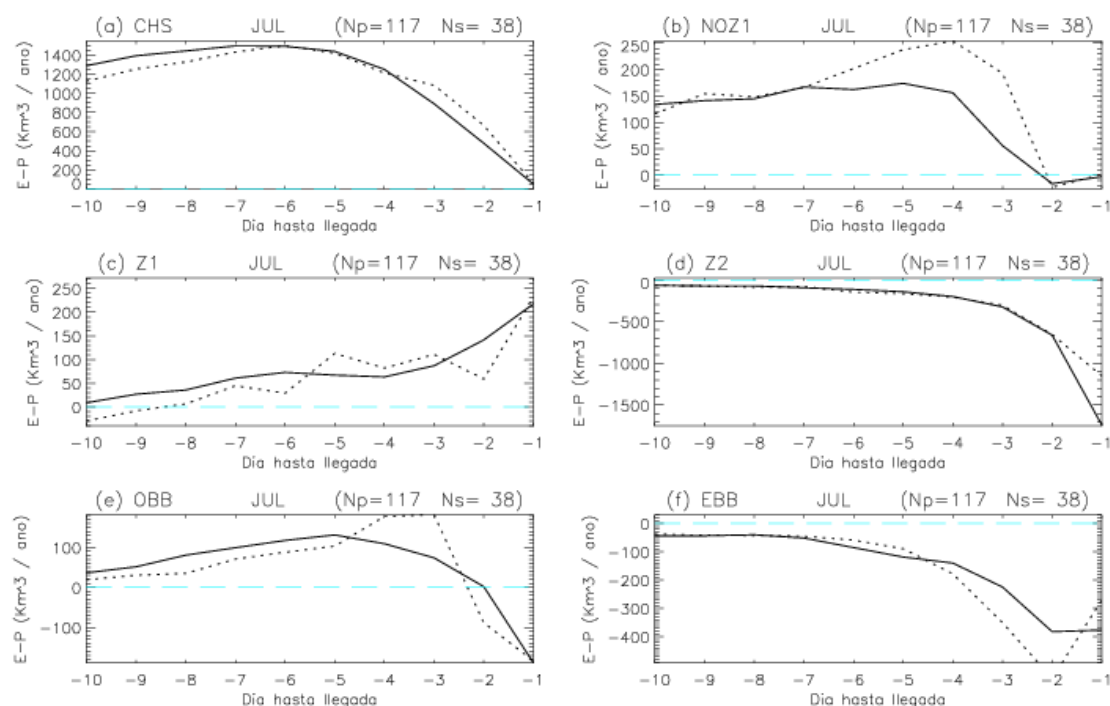


Figura B2.43. Ídem para el mes de julio.

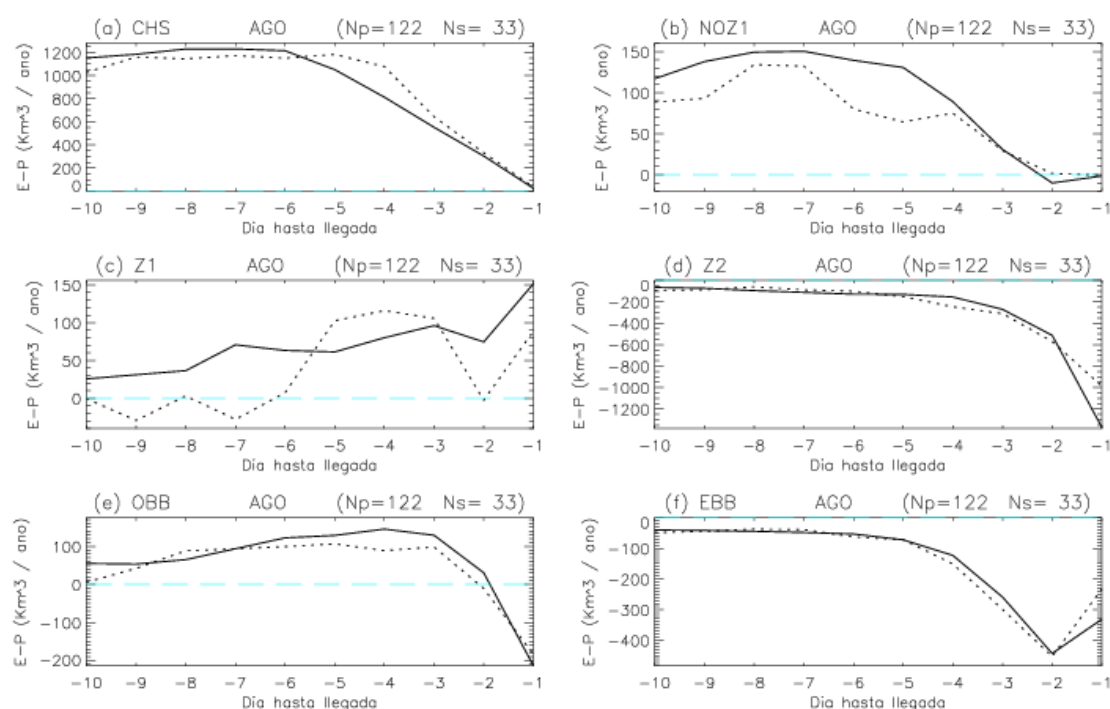


Figura B2.44. Ídem para el mes de agosto.

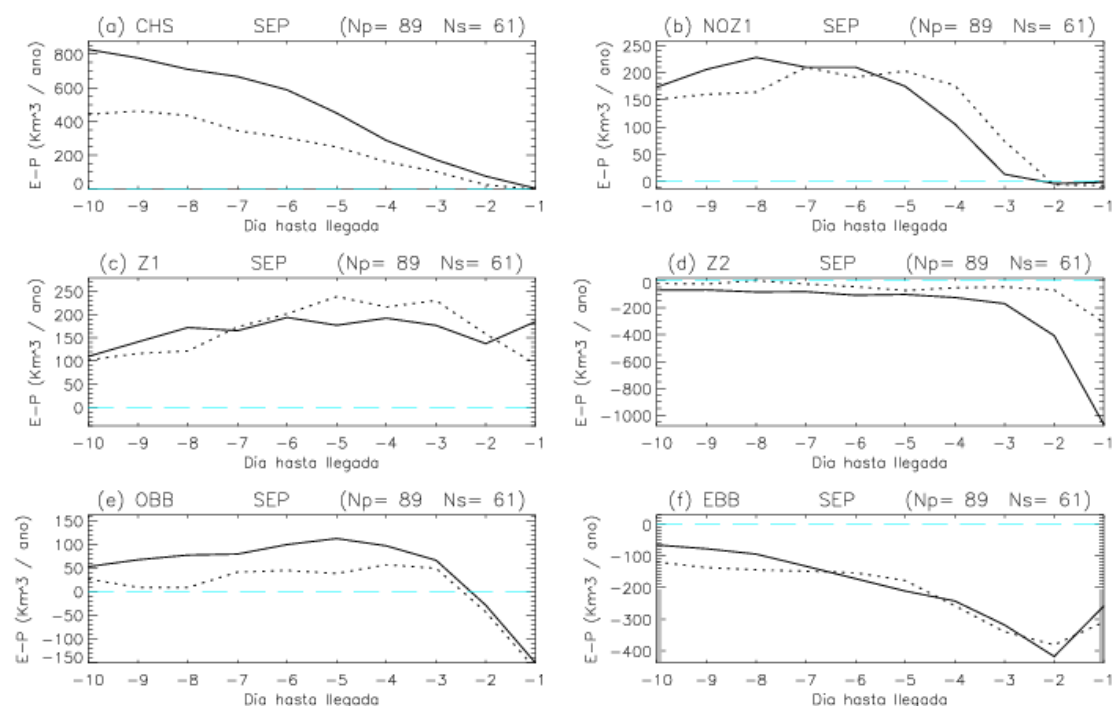


Figura B2.45. Ídem para el mes de septiembre.

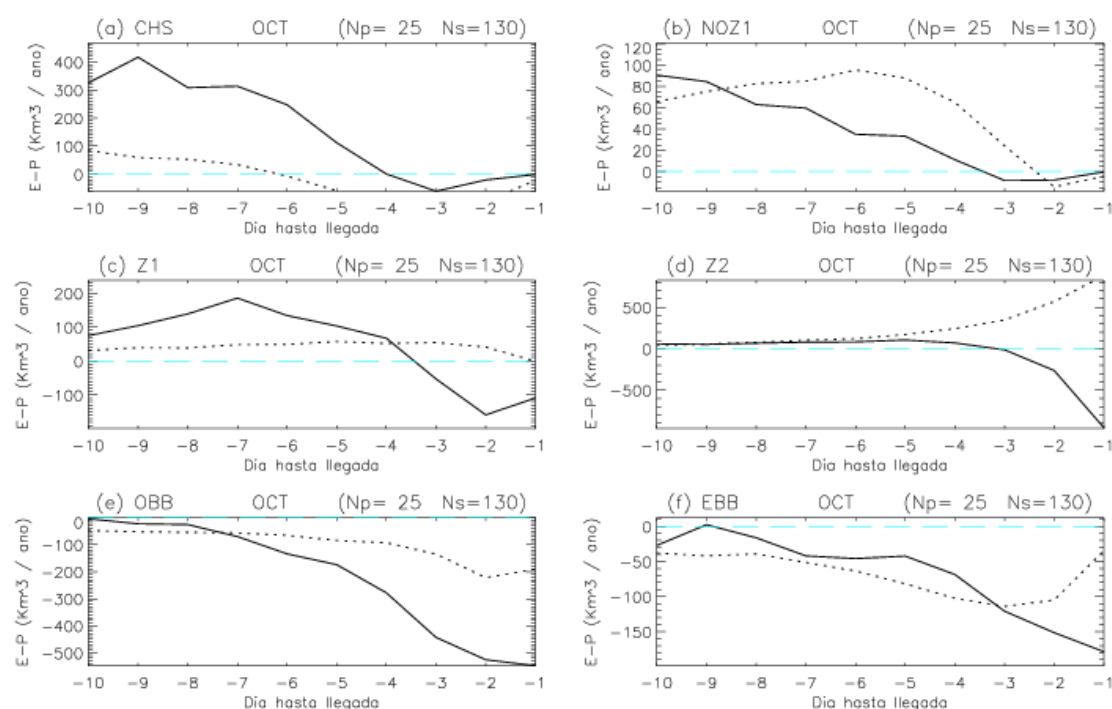


Figura B2.46. Ídem para el mes de octubre.

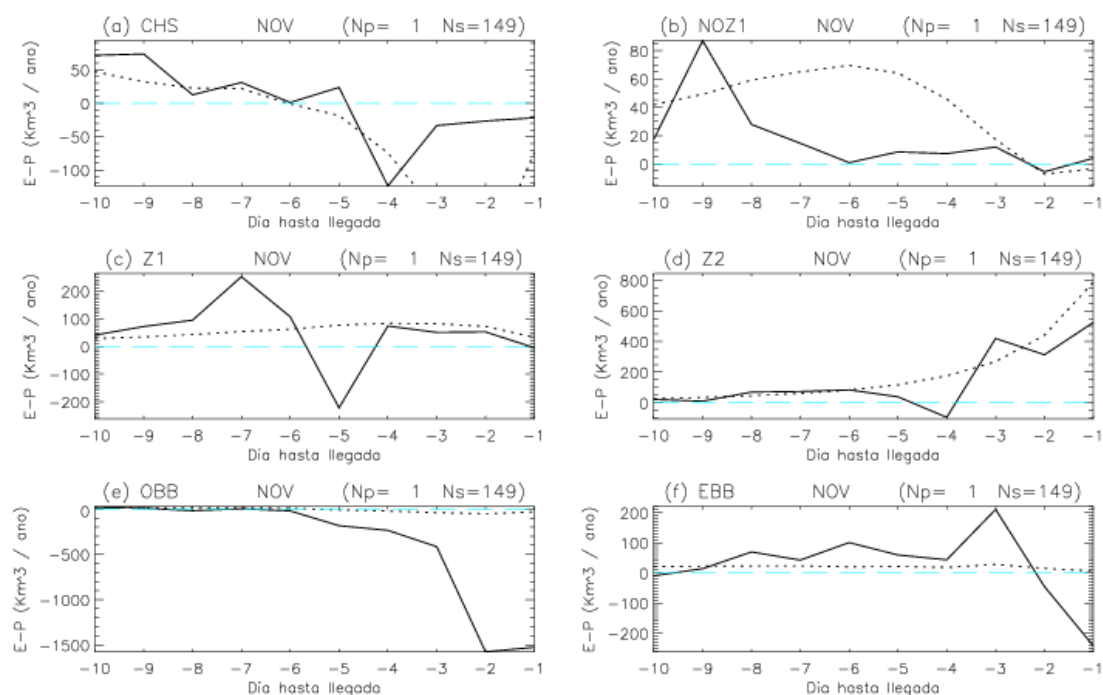


Figura B2.47. Ídem para el mes de noviembre.

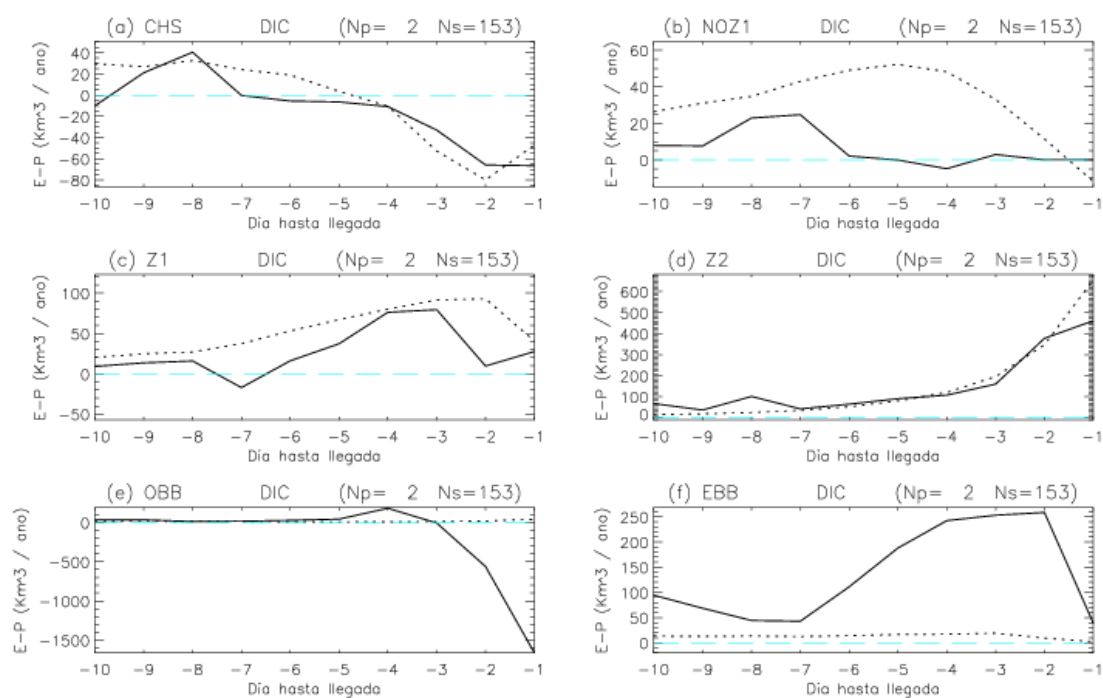


Figura B2.48. Ídem para el mes de diciembre.

Anexo C

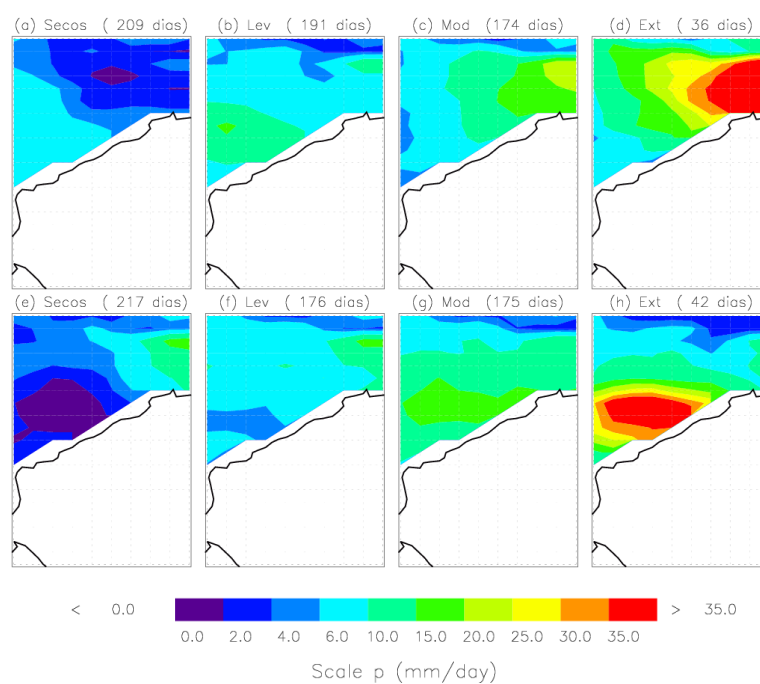


Figura C.0. Precipitación media de JJAS (mm/día) para la NZ₂ y la NS₂ respectivamente, durante los días (a) y (e) secos, (b) y (f) de lluvias débiles, (c) y (g) de lluvias moderadas, y (d) y (h) de precipitaciones con carácter fuerte.

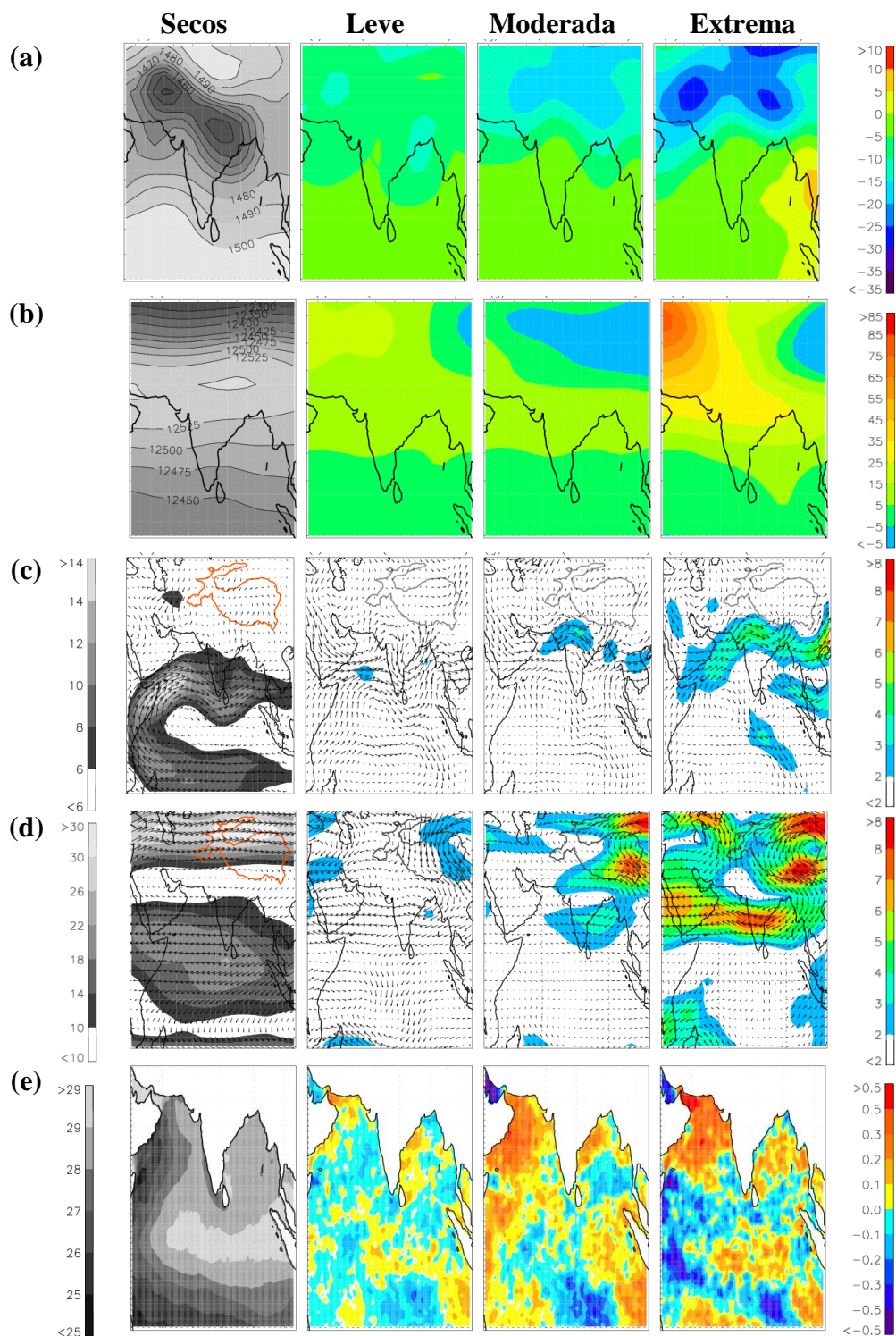


Figura C1. De izquierda a derecha se expone el promedio estacional de los días secos y las anomalías de los días de precipitación leve, moderada y extrema respecto de los días secos en la zona 1 para las siguientes variables: altura geopotencial (m) en (a) 850 y (b) 200 hPa, vientos horizontales (m/s) en (c) 850 hPa y (d) 200 hPa., y (e) temperatura superficial del mar (°C).

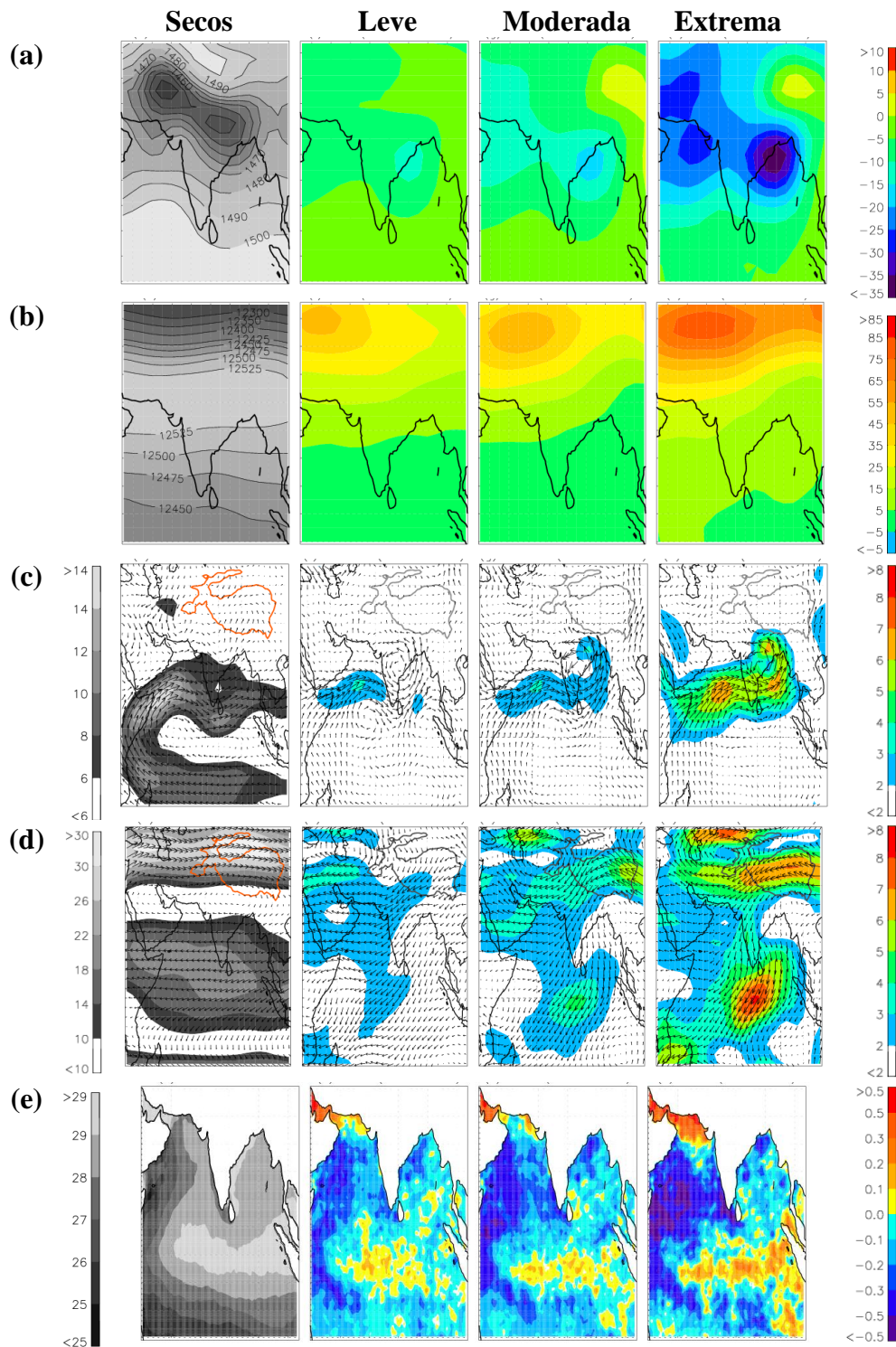


Figura C2. De izquierda a derecha se expone el promedio estacional de los días secos y las anomalías de los días de precipitación leve, moderada y extrema respecto de los días secos en la zona 2 para las siguientes variables: altura geopotencial (m) en (a) 850 y (b) 200 hPa, vientos horizontales (m/s) en (c) 850 hPa y (d) 200 hPa., y (e) temperatura superficial del mar (°C).